

Petrographie und Petrogenesis
der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv
zwischen Obergesteln und Furkapass

Inaugural-Dissertation
der
Philosophisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Bern zur
Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von
CURT R. NIGGLI
von Wolfwil SO

1964

Bern 1965

Druck: Aerni-Leuch, Bern

PETROGRAPHIE UND PETROGENESIS DER MIGMATITE UND GNEISE
IM SÜDLICHEN AARMASSIV ZWISCHEN OBERGESTELN UND FURKAPASS

INAUGURAL - DISSERTATION

der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Bern zur
Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

CURT R. ^{Land} NIGGLI

von Wolfwil
(SO)

Bern 1965

Druck: Aerni-Leuch, Bern

Von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag von Herrn
Prof. Dr. E. NIGGLI angenommen.

Bern, den 17, Dezember 1964

Der Dekan

Prof. Dr. W. WEGMÜLLER



MEINEN LIEBEN ELTERN
IN DANKBARKEIT GEWIDMET

INHALTS - VERZEICHNIS

	<u>Seite</u>
VORWORT	6
EINLEITUNG	6
1. Geologische Uebersicht und Problemstellung	6
2. Historisches	7
3. Laboratoriums-Methoden	10
4. Abkürzungen und Begriffserläuterungen	11
ALTKRISTALLIN UND GRANITE	11
Uebersicht	11
Begriffserläuterungen	11
Auszug aus der Nomenklatur von Kopenhagen	12
A. HAUPTMIGMATITZONEN VON GLETSCH UND ST. NIKLAUS	13
I. ALLGEMEINE EINLEITUNG	13
1. Ein Vergleich	13
2. Geographische Uebersicht und Namengebung	14
3. Uebersicht über den Gesteinsinhalt der Hauptmigmatitzonen	14
4. Spezielle Problemstellung	15
II. ZEITLICHE UND GENETISCHE AUFLÖSUNG DER VORGÄNGE	15
1. Möglichkeiten einer zeitlichen Auflösung der Vorgänge	15
2. Die hellen Bestandesmassen der Hauptmigmatitzonen als Zeitindikatoren	16
3. Einige Bilder aus den Migmatiten	19
III. BESCHREIBUNG DER GESTEINE	23
1. Palaeosom	23
a. Epidot-Amphibolite	23
b. Hornblendegabbros	24
bl. Alte aplitische Adern in Epidot-Amphiboliten und Hornblendegabbros	26
c. Hornblendegabbro-Pegmatit	26
d. Hornblendite	27
dl. Helle Schale der Hornblendite	30
e. Aktinolithschollen	30
f. Epidosite	30
g. Biotitgneise, Granodiorite und Quarzdiorite	31
gl. Die gefältelten Quarzadern	35
h. Fuchsitführender Diorit	35
2. Neosom - Junge Aplite	36
3. Der Granit vom Typus Engi	37
4. Grobporphyrischer Granodiorit	38
5. Die pegmatitischen Adern	41
6. Jüngste Aplite	41
7. Der Lamprophyr vom Kalten Kehr	41
8. Calcitadern und Linsen; Alpine Klüfte und Erzäderchen	42
IV. DIE CHEMISCHEN ANALYSEN UND DEREN INTERPRETATION	42
V. MUTMASSLICHES URSPRUNGSMATERIAL	44
VI. DER ZEITLICHE ABLAUF IN DEN HAUPTMIGMATITZONEN	46
Schlussbetrachtungen	47
ZONE DER BIOTIT-QUARZDIORITE	48
I. EINLEITUNG	48
1. Allgemeine Charakterisierung	48
2. Zur Nomenklatur	48
3. Die geographische Lage der Zone	49
4. Die Kontaktverhältnisse der Biotit-Quarzdiiorite mit den angrenzenden Zonen	49

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE	50
1. Der Mineralbestand der Biotit-Quarzdiorite	50
2. Die Feldspatporphyroblasten	50
3. Der Granat	51
III. DIE EINSCHLÜSSE IM BIOTIT-QUARZDIORIT	51
1. Basische Schollen	51
2. Dioritaplitische Adern mit Turmalin	52
3. Granataplite	52
4. Pegmatitische Adern mit blau-grauen Feldspäten (Kalifeldspat-Perthit)	52
5. Nester mit blau-grauen Feldspäten (Plagioklas)	52
IV. EINE RB/SR - ALTERSBESTIMMUNG AM BIOTIT	53
V. INTERPRETATION ZUR GENESE DER BIOTIT-QUARZDIORITE	54
C. TITANITREICHE SYENIT-RESTITE UND -METATEKTE	55
I. EINLEITUNG	55
II. ALTE UND NEUE NAMENGEBUG UND INTERPRETATION	55
1. Die alte Bezeichnung	55
2. Die neue Bezeichnung	56
III. BESCHREIBUNG DER GESTEINE	
1. Restite	59
a. Mit Biotit als einzigem dunklem Gemengteil	59
b. Biotit und Hornblende führende Syenit-Restite	61
2. Die Uebergänge zum Mobilisat	63
3. Mobilisate	63
a. Quarz-Feldspat-Metatekt	63
b. Das Metatekt als mobiler Bestandteil	64
4. Die Einschlüsse	64
a. Hornblendedioritische Adern (fein- bis mittelkörnig)	64
b. Biotit-Hornblendedioritische Adern (grobkörnig)	64
c. Biotitreiche Schollen und Linsen	65
5. Ganggesteine	65
a. Aplite	65
b. Biotit-Muskowit-Plagioklas-Schiefer (ev. Lamprophyr)	66
IV. VERGLEICH MIT DEM KALI-SYENIT DES PIZ GIUF	67
V. DER GRANIT VOM TYPUS ENGI	70
VI. ZUSAMMENFASSUNG UND ALTERSSCHEMA	70
D. DIE ZONEN DER HELLEN GNEISE	71
I. ZONE DER BIOTIT-SERIZITGNEISE VON OBERWALD	71
1. Einleitung	71
2. Der Mineralbestand der Biotit-Serizitgneise	71
3. Die Aplite	71
4. Die Amphibolite	72
II. GRANODIORITISCHE GROBPORPHYROBLASTENGNEISE	72
1. Einleitung	72
2. Mikroskopischer Mineralbestand	72
3. Marmorbänder	73
III. GNEISE GRIMSEL-LÄNGIS UND AUGENGNEISE VON GLETSCH	73
1. Räumliche Verbreitung und Charakteristik	73
2. Mineralogische Beschreibung der Gneise	73
a. Das Gestein ohne Kalifeldspataugen	73
b. Die Kalifeldspat-Augen	75
3. Ein Aplit	75
IV. STARK MIGMATITISCHE GNEISE	75
V. GENESE DER HELLEN GNEISE	76

E. GRANIT VOM TYPUS ENGI	
I. EINLEITUNG	76
II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE	77
a. Der normale Granit	77
b. Die gefleckten Granite	78
c. Feinkörnige, hellgraue Schmitzen im Granit	80
III. DIE CHEMISCHEN ANALYSEN	80
IV. DAS GEOLOGISCHE AUFTRETEN DES GRANITS VOM TYPUS ENGI	80
1. Der Granit in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus	81
2. Der Granit vom Typus Engi zwischen den Syenitlamellen	82
3. Der Intrusivkontakt des Granits mit den Augengneisen Grimsel-Längis	82
V. RELATIVE ALTERSBEZIEHUNGEN UND GENETISCHE DEUTUNG	83
F. DIE GNEIS-SCHIEFER-ZWISCHENZONEN UND DER SÜDLICHE AAREGRANIT	
I. EINLEITUNG	83
II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE	84
1. Die Quarzite	85
2. Bändermigmatite	86
3. Die altkristallinen Granitgneise	86
4. Leicht gebänderte Biotitgneise	87
5. Der Südliche Aaregranit	87
III. ZUR GENESE DER GNEIS-SCHIEFER-ZWISCHENZONEN, INSBESONDERE DER QUARZITE	87
G. ZUSAMMENFASSENDE BEMERKUNGEN ZU DEN CHEMISCHEN ANALYSEN	88
MESOZOISCHE SEDIMENTE DER URSEREN-ZONE UND ANGRENZENDES FRAGLICHES PERMO-KARBON	89
Zur Nomenklatur	89
1. Einleitung	91
2. Die mesozoischen Sedimente	91
a. Tonschiefer	91
b. Kalke bis Sandkalke	91
c. Zur alpinen Metamorphose	92
d. Quarzite und Rauhwacken	94
3. Stark mylonitische Gesteine: fragliches Permokarbon	94
a. Quarzporphyrahnlische Gesteine oder Mylonite	94
b. Granitische Gneise	95
c. Dunkelgraue, geflammte Schiefer	95
d. Petrogenetische Deutung	95
TEKTONIK, MORPHOLOGIE, QUARTAER UND QUELLEN	96
1. Schieferung und Klüfte	96
2. Die Moränen; die Tälchen und Rinnen parallel der Schieferung	97
3. Das Quertal der Rhone zwischen Oberwald und Gletsch	98
4. Hakenwurf	98
5. Die Subtherme von Gletsch	98
RADIOAKTIVITÄTSMESSUNGEN	100
SCHLUSS-ZUSAMMENFASSUNG	101
1. Hauptmigmatitzonen	102
2. Biotit-Quarzdiorite	102
3. Titanitreiche Biotit-Hornblendesyenit-Restite und Metatekte	102
4. Die hellen Gneise	103
5. Der Granit vom Typus Engi	103
6. Die Gneis-Schiefer-Zwischenzonen und der Südliche Aaregranit	103
7. Die mesozoischen Sedimente der Urserenzone und das fragliche Permokarbon	103
Legende zu den Fototafeln	104
Literatur-Verzeichnis	110
Lebenslauf	115

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Professor Dr. E. Niggli. Im Laufe der Untersuchungen im Aarmassiv fand ich in ihm stets gute Förderung und Unterstützung. Anregende Kritik und Anteilnahme durch Herrn Professor Niggli liess diese Arbeit in seiner heutigen Form heranwachsen. Dafür sei ihm hier mein herzlichster Dank ausgesprochen.

Die chemischen Analysen durfte ich im Geochemischen Laboratorium unter der Anleitung von Herrn Professor Dr. Th. Hügi durchführen, dem ich für viele wertvolle Diskussionen und für sein stetiges Interesse an meiner Arbeit danke. Ferner danke ich ihm, dass er es mir ermöglichte, im untersuchten Gebiet Radioaktivitäts-Messungen durchzuführen.

Frau PD Dr. E. Jäger führte mir eine Rb/Sr-Altersbestimmung durch, wobei mich mein Studienkamerad H.M. Wüthrich mit den Methoden der Mineralseparation vertraut machte. Herr Professor Dr. A. Streckeisen führte mich in das Arbeiten mit dem Drehtisch ein. Ihnen allen sei hier herzlich gedankt.

Gerne erinnere ich mich der gemeinsamen Felddtage mit meinen Kameraden H.A. Stalder und A. Steck, mit denen ich unsere drei petrographisch ähnlichen Gebiete durchwanderte und viele gemeinsame Probleme durchdiskutierte.

Meinen Studienkameraden A. Arnold, M. Frey, S. Graeser, G. Jean-Richard, T. Labhart, H. Lüthy, K. Meyer, R.O. Müller und Tj. Peters danke ich für manche Kritik und anregende Diskussion.

Der Familie Nanzer in Oberwald, von wo ich meine Feldaufnahmen durchführte, danke ich für die stets freundliche Aufnahme und für ihre Gastfreundschaft. Den Herren H. Huber und K. Küpfer danke ich für die Herstellung meiner Dünnschliffe und manche kleinere Arbeiten, Frl. E. Hiltbrand und Herrn E. Spycher für ihre Mithilfe bei der Durchführung der chemischen Analysen.

Zum Schluss möchte ich meiner lieben Frau für ihre Mithilfe bei der Bereinigung des Manuskripts recht herzlich danken.

EINLEITUNG

1. Geologische Uebersicht und Problemstellung

Im "Geologischen Führer der Schweiz" nimmt HUGI (1934) im Aarmassiv, als dem grössten herzynischen Massiv der Schweizer Alpen, folgende Zonengliederung vor (in wörtlicher Zitierung):

1. Postpermischer Sedimentmantel des kristallinen Grundgebirges
2. Zone des Gastern-Innertkirchnergranites
3. Zone des Erstfeldergranites (Gneises)
4. Permo-karbonische Sedimentzone, die beiden Teilmassive 2 und 3 trennend
5. Die kristalline Schieferhülle des Zentralen Aaregranites:
 - a. Nördliche Zone: Lötschental-Färnigen-Maderanertal
 - b. Südliche Granitgneis- und Mischzone
6. Zone des Zentralen Aaregranites mit den basischen und sauren Teilergüssen
7. Rhone-Urseren-Vorderrheintaler Muldenzone und Tavetscher Zwischenmassiv

Die südliche Granitgneis- und Mischzone (5b.), in der unser Arbeitsgebiet liegt, begleitet das Aarmassiv auf seiner ganzen Länge (HUGI 1934), hat an ihrem W-Ende (Ausserberg) die grösste Mächtigkeit und dünnt gegen das E-Ende (Brigels) stark aus. In der Hauptsache sind die Bauelemente dieser Zone steilstehende bis schwach gegen S einfallende Granite, Gneise und Amphibolite, deren Schieferungsrichtung im Allgemeinen parallel dem Verlauf der Zone (WSW - ENE) streicht.

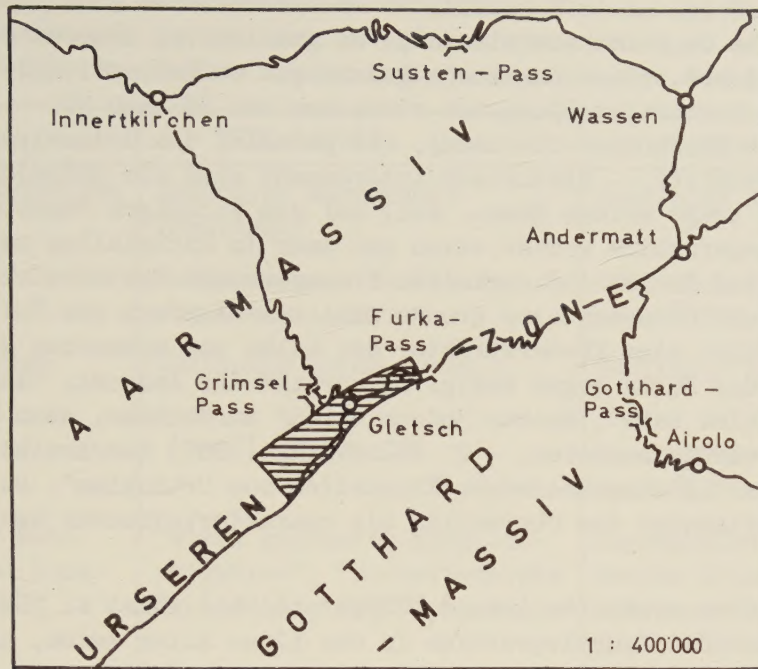


FIG. 1 ÜBERSICHTSKÄRTCHEN

Das untersuchte Gebiet - auf dem Kärtchen Fig. 1 waagrecht schraffiert - umfasst den Teil der Südlichen Granitgneis- und Mischzone des Aarmassivs zwischen Obergesteln im SW und Furkapass im NE. Die nordwestliche Begrenzung bildet der Südliche Aaregranit und dessen plitische Randfazies, im Südosten sind die steilstehenden mesozoischen Sedimente der Urseren-Zone die Grenze.

Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich der "Geologischen Karte der Urserenzone", Spezialkarte Nr. 110 von W. FEHR (1923). Diese (mit Ausnahme gewisser Gesteins- und Zonenbezeichnungen) gute Karte hat mir im Laufe der Kartierung wertvolle Hilfe geleistet. - Die eigene, heute vorliegende Kartierung erfolgte auf topographischen Karten 1:10'000 der Schweiz. Landestopographie. Die Feldaufnahmen erfolgten in den Sommern 1959 - 1962. - Auf unserer geologischen Karte im Anhang ist der neue Weg, der vom Kalten Kehr über den Alpstafel Engi auf die Grimsel führt, nicht eingezeichnet.

Hauptprobleme dieser Arbeit waren die Beschreibung und petrogenetische Deutung der beiden zwischen Oberwald und Gletsch das Rhonetal querenden Haupt-Migmatitzonen, die Entstehung der hellen granitischen Gneise, die Beschreibung, Bildung und Herkunft der von FEHR in seiner geologischen Karte als "Shonkinite" und "Monzonite" ausgeschiedenen Gesteine und die Metamorphose der mesozoischen Sedimente am Südrand des Aarmassivs. Kartographisch musste der Zusammenschluss mit dem nordwestlich angrenzenden Gebiet meines Studienkameraden H.A. STALDER (1964) erfolgen.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Feldkartierung, den mikroskopischen und chemischen Analysen und der sich daraus folgernden petrogenetischen Deutung. Vernachlässigt und nur am Rande berührt wurden Strukturmessungen, wie sie im Aarmassiv von T. LABHART (1965) und A. STECK in unserem Institut durchgeführt wurden. A. Steck und T. Labhart bearbeiteten zur gleichen Zeit ähnliche Gesteine in der südlichen Schieferhülle des Aarmassivs. Ihre genetischen Interpretationen weichen in einigen Fällen von den meinen ab. In diesen Fällen wurde keine erzwungene Angleichung der Deutungen vorgenommen.

2. Historisches

2.1. Alte Arbeiten (bis 1916)

Die ersten Aufzeichnungen geologischer und historischer Natur über das untersuchte Gebiet finden wir in verschiedenen Reisebeschreibungen. So schildert DE SAUSSURE (1796) bei seiner Wanderung - die u.a. der wissenschaftlichen Untersuchung der Subtherme von Gletsch gewidmet war (vgl. S. 98) - von Obergesteln nach der Rhonequelle in lebendiger Darstellung die

Mannigfaltigkeit der Gesteine im Rhonetal. Er beobachtet: "un schiste mélangé de mica & de quartz", "une roche de corne schisteuse", "un granitelle, composé de feldspath & de hornblende" und "ailleurs, c'est une roche granitique ou Gneiss". Alle diese Gesteine hätten ohne Ausnahme Vertikalstellung und streichen von NE nach SW. -- AGASSIZ (1841) deutet als erster die Rundhöcker-Striemung, die parallel dem Grimselpass-Übergang verläuft, als Gletscherschliff. - Historisch interessant sind die Aufzeichnungen von DESOR (1844). Der Totensee trage seinen Namen, weil auf dem wichtigen Passübergang der Grimsel früher Schlachten ausgefochten worden seien und zwar im Mittelalter zwischen Wallisern und Bernern, und später im 18. Jhd. zwischen Franzosen und Oesterreichern. Jedesmal hätten in den Wassern des Totensees eine grosse Zahl von Kämpfern den Tod gefunden. - B. STUDER (1851) erwähnt eine Fächerstruktur der Kalke und schwarzen Schiefer am Südfuss der Grimsel und auf der Furka gegen Realp. Er vertrat die Ansicht, "dass der Granit den Kalk gehoben und gefalzt habe", machte jedoch darauf aufmerksam, dass keine Kontaktererscheinungen am Kalk vorhanden seien. - V. FELLEBERG (1887) beschreibt Gneise bei Obergesteln mit "porphyrtartig eingewachsenen Kristallen von Orthoklas". Der Autor bezeichnet die Augen- und Serizitgneise des Oberwallis als charakteristisches Gestein der südlichen Gneiszone.

Im Gegensatz zu der oben erwähnten Arbeit STUDER's (1851) weist E. SUESS (1875) mit Nachdruck darauf hin, dass die Eruptivgesteine in den Alpen älter seien, als die alpine Gebirgsbildung. Die Eruptivgesteine hätten während der Alpenfaltung eine rein passive Rolle gespielt. - Bevor BALTZER (1888) eine relative Alterseinteilung der Gesteine im Aarmassiv gab, sprach sich der gleiche Autor 1880 zum ersten Mal eindeutig dahin aus, dass eine "teilweise Aufrichtung der Gesteine im Aarmassiv vor dem Absatz des Verrucano" stattgefunden hat. Eine wichtige petrographisch-geologische Arbeit über das Aarmassiv geht auf A. BALTZER (1888) zurück. Unter anderem gibt BALTZER ein Profil vom Sidelhorn bis nach Oberwald und ein solches von Oberwald bis Gletsch wieder. Beim Nassboden beschreibt er einen "Helvetangneiss"¹⁾, welcher dem heute "Gneis von Grimsel-Längis" genannten Gestein entspricht. Charakteristisch für die Strecke Oberwald-Gletsch sei das Auftreten von gangförmigem Granit, der sowohl bei Gletsch, wie auch eine halbe Stunde oberhalb Oberwald häufig sei (unsere Hauptmigmatitzonen von Gletsch und St. Niklaus). Die Gesteine hinter dem Wirtshaus von Gletsch bezeichnet BALTZER als "Augengneiss" (unsere Augengneise von Gletsch). - Einige wenige Bemerkungen über das Gebiet zwischen Oberwald und Gletsch finden sich im Geologischen Führer von A. BALTZER (1906).

Die letzte Arbeit in dieser Periode ist das umfangreiche Werk von MERCANTON. Es erschien 1916 und umfasst die Vermessungen, die vorerst vom Schweizerischen Alpenklub, später von der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in den Jahren 1874 - 1901 am Rhonegletscher durchgeführt wurden.

b. Neuere Arbeiten (ab 1919)

J. JAKOB (1919) glaubt, in gewissen Gneisen des Oberwallis Injektionserscheinungen zu sehen und versucht dies anhand chemischer Serienanalysen nachzuweisen, u.a. auch in den heute als Biotit-Serizitgneise von Oberwald bezeichneten Gesteinen. - A. HEIM (1921) gibt in seiner "Geologie der Schweiz" eine Charakterisierung der Zone der Südlichen Gneise des Aarmassivs. Serizitische Gneise und starke Kataklaste der Gesteine seien charakteristisch. "Die Zone ist reich an dioritaplitischen Schlieren und Schollengesteinen". Kurz später erfolgt durch W. FEHR die Kartierung des Bereichs der Urserenzone zwischen Obergesteln und Andermatt. Die Kartierung, die heute in der geologischen Spezialkarte Nr. 110 vorliegt, erfolgte im Rahmen einer Dissertation an der Universität Bern, die jedoch nur in stark gekürzter Fassung im Druck erschienen ist (W. FEHR 1923). (Die ungekürzte Original-Dissertation ist im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern deponiert). Da FEHR in seiner gekürzten Dissertation (1923) und in seiner Geologischen

¹⁾ Das Mineral "Helvetan" wurde von R.Th. SIMLER (1867) eingeführt und definiert. Bestimmt wurden Härte, spezifisches Gewicht, optische Eigenschaften und die chemische Analyse. Nach all diesen Daten handelt es sich um Serizit. SIMLER schreibt: "Wegen der grossen Verbreitung des Minerals in den Schweizer Alpen der Name "Helvetan". Heute ist diese Bezeichnung nicht mehr üblich.

orte der Urserenzzone (1926) verschiedene Bezeichnungen für ein und dieselbe Zone oder Gesteinsmasse verwendete, und da ich mich in mancher Hinsicht nicht daran anschliessen kann, gebe ich der Uebersicht halber die einander entsprechenden Namen in Tab. 1 wieder:

FEHR (1923)	FEHR (1926)	C. NIGGLI (1965)
Haupteruption des Zentralen Aaregranites	Zentraler Aaregranit (Protogin)	Zentraler Aaregranit ¹⁾
Südlicher granitischer Teilerguss	Sedimentogene Biotit-Serizit-Aderngneise Südlicher Grimselgranit	Gneis-Schiefer-Zwischenzone ²⁾ NW Südlicher Aaregranit ³⁾
Ältester südlicher Kontakthof (Arkosen und Konglomeratgneise)	"Stark gepresste Konglomeratgneise", "Hochmetamorphe Misch- und Injektionsgneise"	Gneis-Schiefer-Zwischenzone SE Augengneise von Gletsch und Gneise Grimsel-Längis. In letzteren der Granit vom Typ Engi; Südlich einige Lamellen von stark migmatitischen Gneisen
Metamorphe Hornblendite und Gabbrodiorite	Zone der metamorphen Hornblendite und Gabbrodiorite, durchschwärmt von Dioritaplititen, Dioritporphyriten, Granodioriten u. Apliten	Hauptmigmatitzone von Gletsch
Syenite	Zone der Shonkinite, intensiv durchsetzt von sommit-dioritischen Schlieren. Mit aplitischen Zwischenlagen	Titanitreiche Syenit-Restite und -Metatekte (kurz: "Syenite" oder "Syenit-Restite"). Darin Lamellen vom Granit vom Typus Engi
Glimmerdiorite	Zone der Monzonite (inkl. quarzdioritische Fazies)	Biotit-Quarzdiorite
Südlicher Zug metamorpher Hornblendite und Gabbrodiorite	Zone der metamorphen Hornblendite und Gabbrodiorite durchschwärmt von Dioritaplititen, Dioritporphyriten Granodioriten u. Apliten	Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Darin Stöcke des Granits vom Typus Engi und eine Lamelle von granodioritischen Grobporphyroblastengneisen
Kontaktmetamorphe Paragneise	Zone der Paragneise (metam. Tonschiefer), übergehend in mikroklinreiche Injektionsgneise	Biotit-Serizit-Gneise von Oberwäld (inkl. fragl. Permo-Karbon) und granodioritische Grobporphyroblastengneise
Sedimente der Urseren-Tavetsch-Zone	Sedimente der Urseren-Tavetsch-Zone	Mesozoische Sedimente der Urserenzzone
1) Gebräuchliche Bezeichnung nach HUGI (1919 und 1922) 2) Eingeführt von H.A. STALDER (1964) 3) Gebräuchliche Bezeichnung nach WYSS (1932)		

Tab. 1

Zusammen mit HUGI und HUTTENLOCHER (Exkursion 1922) deutet FEHR im Profil durch das Quartal den Wechsel von basischem zu saurem Material als den Ausdruck eines sedimentären Substrats von ursprünglich heterogener Zusammensetzung. Zur Kontroverse E. HUGI/

P. NIGGLI auf der erwähnten Exkursion siehe S.18. Die Gneise hinter dem Hotel Gletsch werden als Psammitgneise angesprochen. - BUXTORF (1922) macht einige morphologische Bemerkungen zum Rückzug des Rhonegletschers in Zusammenhang mit der Quertalbildung und der Sackung am Arsch. - GRUBENMANN und NIGGLI (1924) geben im Kapitel "Dislokationsmetamorphose" Fotografien wieder, die aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus stammen. Die Bilder zeigen "bänderartige Injektionen" und "zu Eruptivbreccie aufgelöste Hornblendite". - Im Geologischen Führer der Schweiz (1934) Fasc. II schreibt HUGI, dass sich die südliche Granitgneis- und Mischzone von der nördlichen Zone durch ihren bedeutenderen Anteil an eruptivem Material unterscheide. Die shonkinitischen und monzonitischen Gesteine seien kalireiche abyssische Differentiate des aaregranitischen Magmas. Eine vollkommene Durchtränkung und Durchmischung von Ortho- und Paramaterial, vermutlich in einem tieferen Niveau der Kruste, wird vorausgesetzt. In Fasc. IX findet sich ein Exkursionsführer Meiringen - Gletsch - Oberwald (HUGI, ARBENZ und MÜLLER, 1934). - In der Arbeit von BÖGLI (1941) werden morphologische Untersuchungen im Goms zusammengestellt, welche am Rand auch das untersuchte Gebiet erfassen. - HUGI war der Meinung, dass alle Injektion in der Schieferhülle (Aplite, Pegmatite etc.) und die aargranitische Intrusion genetisch zusammen hänge. - LEDERMANN (1945) vertrat jedoch die Ansicht, dass das intrudierende Magma der zentralen Intrusion "völlig inaktiv" war. Die Aplite und Injektionen in der Schieferhülle seien älter und entstammen nicht dem aaregranitischen Stamm-Magma.

HUTTENLOCHER hat 1946 als erster erkannt, dass die Gneise an der Massa Konglomerat-Charakter haben. Auf Grund dessen ordnet er diese dem Permo-Karbon zu. Er macht jedoch auf Konvergenzerscheinungen zwischen konglomeratisch aussehendem, zerschertem Altkristallin und echtem Permokarbon aufmerksam. Im übrigen sind durch diese Arbeit die Injektionserscheinungen, die JAKOB (1919) in den Gneisen an der Massa zu sehen glaubte, als nicht existent abgetan. - 1947 beschreibt HUTTENLOCHER kurz die südliche Schiefer- und Gneiszone. Das Hauptgewicht legt er auf die für die Zone charakteristischen granitischen Gneise und Augengneise. Die alpine Metamorphose wird anhand der permo-karbonischen Gesteine an der Massa ausführlich erörtert. Sehr instruktive fotografische Aufnahmen illustrieren diese wertvolle Arbeit. - Eine kurze Beschreibung des Aarmassivs in englischer Sprache findet sich in WELLS M.K. and others (1948), verfasst von H. HUTTENLOCHER. Die südlichen Schiefer seien gegenüber den nördlichen in einem weiter fortgeschrittenen Granitisationsstadium. Migmatite sind häufiger als in der nördlichen Zone. - Endlich gibt E. NIGGLI in J. CADISCH (1953, S.319) eine kurze Charakterisierung der Zone. Derselbe Autor schreibt in BRÜCKNER W. und NIGGLI E. (1954, S.395), dass die Quarzite am Belvédère anlässlich einer Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft "von den meisten Teilnehmern als metamorphe Differentiation im Zusammenhang mit der Mylonitisierung gedeutet wurden". E. NIGGLI schreibt ferner, dass sich die Exkursionsteilnehmer mit der Bezeichnung "Shonkinite" von W. FEHR nicht befreunden konnten.

Im September 1961 wurde von der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft eine Exkursion über den Grimselpass durchgeführt (HUGI, NIGGLI E., NOWACKI und STALDER 1961), an welcher der Schreibende zugegen war. Die alten, den Chemismus bezeichnenden Gesteinsnamen von FEHR wurden durch provisorische Bezeichnungen ersetzt.

Endlich sei für den Wanderer noch auf zwei Publikationen hingewiesen: Im Postführer "Grimselstrasse" (1951) gibt HUGI eine kurze geologisch-petrographische Uebersicht über das Aarmassiv. - K. AERNI (1961) bearbeitete in einer Diplomarbeit u.a. den alten Passweg, der über die Grimsel nach Obergesteln und von dort über den Gries-Pass nach Italien die Verbindung herstellt. Diese Arbeit ist vorläufig im "Alpinen Museum Bern" deponiert und wird zur Zeit zu einer Dissertation erweitert.

3. Laboratoriums-Methoden

Chemie: Die chemischen Analysen wurden mit einigen Aenderungen nach der Schnellmethode (WEIBEL 1961a und 1961b) durchgeführt, nämlich:

SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , MnO, P ₂ O ₅	kolorimetrisch
Al ₂ O ₃ , MgO, CaO	komplexometrisch
Na ₂ O, K ₂ O	flammenphotometrisch
H ₂ O	gravimetrisch

Zur Kontrolle wurden die Gesteine G-1 und W-1 (STEVENS 1960) bei jeder Analysenserie mitanalysiert.

Die QLM-Werte wurden in den analysierten Proben aus der Basis berechnet. Bei den Vergleichsanalysen wurde QLM mittels abgekürztem Verfahren aus den NIGGLI-Werten berechnet. Die Magmentypen wurden mit der Bestimmungstabelle P. NIGGLI (1936) ermittelt.

Röntgen: Für die Feldspatbestimmung wurde die Guinier-Kamera, für die übrigen Mineralien die Bradley-Kamera verwendet.

Optik: Neben den üblichen polarisationsmikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen wurde an Plagioklasen der Anorthitgehalt mit dem Drehtisch bestimmt. - An einigen Dünnschliff-Serien wurde mit "Point-Counter" der Mineralbestand ermittelt. - Dünnschliff-Zeichnungen wurden mit dem Zeiss-Zeichenapparat ausgeführt. Lichtbrechungen wurden mit Cargille-Vergleichsflüssigkeiten bestimmt.

Bei den Mineralbezeichnungen halte ich mich an TRÖGER (1956). So ist z.B. "Epidotgruppe" oder kurz "Epidot" der Ueberbegriff für die Mischkristallreihe Klinozoisit bis Pistazit.

Abkürzungen und Begriffserläuterungen

HG = Hauptgemengteil = $> 4 \%$

NG = Nebengemengteil = $< 4 \%$

Die Zahl in Klammern hinter dem Mineralnamen gibt die (meist geschätzten) Volumen-Prozente an: Quarz (34)

Bei der Korngrößen-Bezeichnung halte ich mich an P. NIGGLI (1948):

feinkörnig $< 1 \text{ mm}$ (inkl. feinkörnig)

mittelkörnig $> 1 \text{ mm} < 3,3 \text{ mm}$

grobkörnig $> 3,3 \text{ mm}$

ALTKRISTALLIN UND GRANITE

Übersicht

In diese Gesteinsgruppe gehören alle im untersuchten Gebiet beschriebenen Zonen und Gesteinsmassen, mit Ausnahme der mesozoischen Sedimente am Südrand des Aarmassivs, nämlich:

- A. Hauptmigmatitzonen von Gletsch und St. Niklaus
- B. Zone der Biotit-Quarzdiorite
- C. Titanitführende Biotit-Hornblendesyenit-Restite mit Quarz-Feldspat-Metatekten
- D. Die hellen Gneise
 - I. Biotit-Serizitgneise von Oberwald
 - II. Granodioritische Grobporphyroblastengneise
 - III. Gneise Grimsel-Längis und Augengneise von Gletsch
 - IV. Stark migmatitische Gneise
- E. Granit vom Typus Engi
- F. Gneis-Schiefer-Zwischenzonen und Südlicher Aaregranit

Die obige Reihenfolge A - F erfolgte willkürlich. Ueber die geographische Abfolge in SE - NNW -Richtung gibt die Profiltafel und die Karte im Anhang Auskunft.

Begriffserläuterungen

Es scheint mir nötig, der Beschreibung des Altkristallins eine Liste von gebrauchten Begriffen mit dazugehörigen Definitionen vorzuschicken. Um die Verwirrung in der Mig-

matit-Nomenklatur nicht noch grösser zu machen halte ich mich an das "SYMPOSIUM ON MIGMATITE NOMENCLATURE, Report of the twenty-first Session Norden, Internat. Geol. Congr. "Kopenhagen 1961".

Dort, wo mir die Definitionen mangelhaft oder unklar erschienen, wurden in eckiger Klammer Ergänzungen angebracht.

Der Liste vorausszuschicken ist jedoch die Original-Definition "Migmatit" von SEDERHOLM (1907) und eine Ergänzung vom selben Autor (1923).

SEDERHOLM 1907:S.110 For the gneisses here in question, characteristic of which are two elements of different genetic value, one, a schistose sediment or foliated eruptive, the other, either formed by an injection from without, the author propose the name of migmatites; the position of this rock group being intermediate between eruptive rocks, proper, and crystalline schists of sedimentary or of eruptive origin. The primary folding caused by melting, he designates as ptygmatic.

SEDERHOLM 1923:S.4 Besides the gneisses of plutonic and those of sedimentary origin (including also those formed by the metamorphism of volcanic rocks intercalated with the sediments), many geologists have recognized the existence of gneissose rocks composed of a mixture of supercrustal rocks and injected granitic material which has risen from the depths (veined gneisses, injection gneisses, mixed gneisses, miktosites, migmatites etc.).

Auszug aus der Nomenklatur von Kopenhagen

AGMATIT Migmatit mit Brekzientextur [Schollenmigmatit]

ANATEXIS Gesteinsaufschmelzung

ANATEXIT Gesteinsprodukt der Anatexis

ASSIMILATION Veränderung eines Magmas durch Aufnahme, Umwandlung und/oder Auflösung von Nebengestein, fremden Magmen, Lösungen oder Gasen.

CHORISMIT Grobgemengtes Gestein aus petrographisch unterscheidbaren Anteilen beliebiger (unbestimmter) Entstehung. s. Migmatit. ["Chorismit" kann im Unterschied zu "Migmatit" für alle grobgemengten Gesteine beliebiger Genese verwendet werden, also z.B. auch für Konglomerate]

CHYMOGEN Während des Hauptbildungsaktes in flüssigem oder überwiegend flüssigem (molekular-dispersem) Zustand befindlich. [Der Hauptbildungsakt ist der Akt, der für die Ausbildung des Strukturbildes des Migmatites verantwortlich ist, denn nur dieses gibt dem heutigen Betrachter die Bilder wieder, nach denen er einen chymogenen Anteil überhaupt unterscheiden kann.]

EKTEXIS Anatexis unter in-situ-Bildung flüssiger Anteile

ENTEXIS Bildung von Migmatiten unter Zufuhr mobiler Anteile

FELDSPATISIERUNG Neubildung von Feldspat unter Zufuhr

GNEIS (Quarz- u.) Feldspatreiches metamorphes Gestein mit Paralleltextur

GRANITISATION Umwandlungsprozess, bei dem Gesteine im Mineralbestand und Gefüge granitähnlich werden, ohne ein magmatisches Stadium zu durchlaufen.

INJEKTION Einpressung flüssiger Anteile in ein Gestein

MAGMA Natürlich vorkommende Gesteinsschmelze mit oder ohne fester und/oder Gasphase. [ungeachtet, ob dieses magmatische Material schon am petrogenetischen Zyklus teilgenommen hat oder nicht]

METAMORPHOSE Umwandlungsprozess von Gesteinen unterhalb der Zone der Verwitterung, Zementation und Diagenese, bei dem durch Veränderung von Temperatur, Druck

oder chemischer Umgebung der Mineralbestand und/oder das Gefüge wesentlich verändert werden, ohne dass sich das Gestein während der Umwandlung im überwiegend flüssigen Zustand befindet.

ETASOMATOSE	Metamorphose unter Verdrängung des Altbestandes durch von aussen zugeführte Lösungen oder durch migrierende Ionen (d.h. Umwandlung fester Gesteine durch Austausch von zu- und weggeführten Stoffen verschiedener chemischer Zusammensetzung).
ETATEKT	Im Hauptbildungsakt flüssiger Teil eines Migmatits
ETATEXIS	Niedrig gradierte (differentielle oder partielle) Anatexis
IGMATIT	Grobgemengtes Gestein, entstanden aus geochemisch mobilen und immobilten (bzw. weniger mobilen) Anteilen
OBILISAT	Geochemisch mobile Phase
EOSOM	Jüngerer Teil eines Chorismits [Migmatits]
ALAEOSOM	Aelterer Teil eines Chorismits [Migmatits]
ESTIT	(Restbestand) Geochemisch immobilter oder weniger mobiler zurückgebliebener Restbestand mobilisierter Gesteine oder Gesteinsanteile
CHLIEREN	Unregelmässig parallele, mehr oder weniger scharf begrenzte Züge von abweichender Gesteinszusammensetzung

1. HAUPTMIGMATITZONEN VON GLETSCH UND ST. NIKLAUS

1. ALLGEMEINE EINLEITUNG

a. Ein Vergleich

Es sei mir gestattet, der Beschreibung der Migmatite ein Bild aus der modernen Kunst beizuschicken. Das Bild heisst "Peinture", wurde von Hans Hartung 1951 gemalt und ist seit 1952 im Besitz des Kunstmuseums der Stadt Basel (Tafel 1 Foto 1).

Es soll der Versuch unternommen werden, zwischen der "Peinture" im Besondern, der modernen Kunst im Allgemeinen, und dem folgenden Kapitel über Migmatite Beziehungen herzustellen.

Analysieren wir Hartungs Bild, so fallen uns verschiedene Dinge auf. Vorerst kann ein statischer "Grund" von einer darüberliegenden beweglichen Figuration unterschieden werden. Der weisse Strahl diagonal durch die Mitte des Bildes ist das eine bewegliche Element, die schwarze Schraffur und die Zickzack-Striche sind das andere. - Vom maltechnischen Standpunkt aus hat der Künstler zuerst den dunklen Hintergrund gemalt, wobei mit dem "Hintergrund" schon die Aussage gemacht wird, dass das Bild perspektivisch wird. Erst als die Farbe des Grundes vollständig trocken war, konnte darüber eine zweite Ebene gelegt werden, nämlich diejenige mit dem weissen Strahl; so, dass sich das neue Weiss nicht mit der Unterlage mischte, und die Ränder scharf wurden. Die dritte Ebene mit den schwarzen Strichen fordert an ihre Unterlage die gleichen Bedingungen. Immerhin gibt es im Bild Elemente, von denen man die ihnen zugehörige Bildebene nicht eindeutig bestimmen kann. Zum Beispiel kann man von den horizontalen Strichen in der oberen linken Bildhälfte wohl sagen, dass sie nicht in der Ebene des Grundes liegen, nicht aber entscheiden, ob sie in der Ebene des Lichtes, oder derjenigen der übrigen schwarzen Figuration liegen.

Was wir hier vorgenommen haben, ist rein zeitliche Gliederung. Wir haben uns aus dem reinen Betrachten losgelöst und haben zu analysieren begonnen. Genau in der selben Weise ergoht es dem Betrachter von Migmatiten. Vorerst ist er gebannt von der Formenmannigfaltigkeit, von der Fülle der Bilder, von der Einmaligkeit, Unreproduzierbarkeit eines jeden dieser Bilder; er ist fasziniert von Farbton- und Kontrastwirkungen. Erst viel

später beginnt er zu analysieren, bemerkt hier scharfe Kontraste, dort fliessende Uebergänge und schliesst, dass hier flüssiges Gestein in ein festes eingedrungen ist, dort - in der Sprache des Malers - die Farbe noch nicht trocken war. Er hat bereits begonnen, zeitlich zu gliedern, unterscheidet zwischen Grundelementen und beweglicher Figuration. Er vergleicht Form und Gehalt der mobilen Elemente mit der Materie des Grundelementes und ihre Wechselwirkungen zueinander. Hat es artfremde Elemente innerhalb eines umgrenzten Systems, führt ihn die Frage ausserhalb des Rahmens auf das "von wo?" und schlussendlich, um das Bild einer Analyse zu vervollständigen, auf die Frage nach den Ursachen.

Ich komme noch einmal auf unser modernes Bild zurück. Es ist nicht das einzige, das ich hätte wählen können. Die Abstraktion des Figürlichen in der modernen Malerei eignet sich im Allgemeinen für unser Thema. Ich habe Hartungs "Peinture" gewählt, weil es mir zum Vergleich die meisten Elemente eindrücklich bietet: Unterscheidungsmöglichkeit von verschiedenen Bildebenen und dadurch Perspektivegebung (diese Voraussetzung fehlt leider in den meisten Fällen in der Geologie); Vorhandensein arteigener und artfremder Elemente im selben Rahmen; beschränkte Möglichkeit der zeitlichen Gliederung; Aesthetik in Farb-, Form- und Raumbildung; Harmonie als Ganzes.

2. Geographische Uebersicht und Namengebung

Im Bereich des kartierten Gebietes sind zwei Zonen ausgeschieden, die als Hauptmigmatitzonen bezeichnet werden. Beide Zonen gehören zur "Südlichen Granitgneis- und Mischzone des Aarmassivs". Ihr allgemeines Streichen ist ungefähr ENE-WSW. Die nördliche Zone, Hauptmigmatitzone von Gletsch, tritt zwischen Furkahorn und Furkapass in das Kartengebiet ein, zieht sich schmaler werdend am Belvédère vorbei hinunter auf den Gletschboden und verschwindet unter diesem. Bei Gletsch taucht die Zone wieder auf, erreicht auf dem Arsch eine grosse Mächtigkeit, quert das Rhonetal und keilt auf der Grimsel nahe dem Alpstafl Nassboden auf einer Höhe von 2200 m ü.M. aus. - Die südliche Zone, Hauptmigmatitzone von St. Niklaus, erscheint erstmals am Längisgrat, zieht breiter werdend hinunter ins Quertal und erreicht bei der Kapelle St. Niklaus ihre grösste Mächtigkeit. Von dort zieht sie nördlich an Oberwald vorbei und verlässt im Mühlebachprofil bei Obergesteln das Kartengebiet.

Der Verlauf der beiden Zonen entspricht ungefähr der auf der "Geologischen Karte der Urserenzone" von FEHR ausgeschiedenen "Zone der metamorphen Hornblendite und Gabbrodiorite, durchschwärmt von Dioritapliton, Dioritporphyriton, Granodioriten und Apliten".

Diese alte umständliche, rein deskriptive Bezeichnung von FEHR wurde ersetzt durch die kürzere, genetische Bezeichnung "HAUPTMIGMATITZONE". - Hauptmigmatitzone deshalb, weil im untersuchten Gebiet die meisten anderen Gesteinszonen (Syenite, Randfazies der Biotit-Quarzdiorite, ein Teil der hellen Gneise) ja ebenfalls migmatitischen Charakter haben. Ein dichtes, bezeichnendes Netzwerk von Apliten charakterisiert die Hauptmigmatitzonen.

3. Uebersicht über den Gesteinsinhalt der Hauptmigmatitzonen

Mit prägnanten Worten hat HUGI (1950) im Postführer "Grimselstrasse" darauf hingewiesen, dass sich die Mischzone zwischen Gletsch und Oberwald "geradezu zu einem petrographischen Eldorado" entwickle. In der Tat sind in den beiden Hauptmigmatitzonen ausserordentlich viele Gesteinsarten auf relativ engem Raum miteinander vergesellschaftet.

Die in einem folgenden Kapitel als Altbestand (Palaeosom) bezeichneten Gesteinsarten sind: Hornblendite, Hornblendegabbros, Epidot-Amphibolite, Aktinolithschollen, Epidosite und andere mehr. Dann gibt es mittel- bis feinkörnige, granitische bis quarzdioritische Biotitgneise und Gesteine aplitischer Zusammensetzung. - Ueber diese alten Bestandemasen legt sich ein Netzwerk von jüngeren und jüngsten Apliten, von denen in einem ganz speziellen Kapitel die Rede sein wird (s.S.16). - Dann treten mittelkörnige, homogene oder gefleckte Granite in den Hauptmigmatitzonen auf, die in der gleichen Ausbildung auch in anderen Zonen als Intrusivstöcke vorhanden sind und deshalb speziell in Kapitel "Granit vom Typus Engi" beschrieben werden (s.S.81). - Als vermutlich jüngstes Gestein können wir am Kalten Kehr einen Lamprophyr anschlagen.

Spezielle Problemstellung.

Die vorliegende Arbeit soll u.a. ein Beitrag zur Kenntnis der Migmatite und deren Deutung sein. Dazu gehört vorerst eine mineralogische Beschreibung der einzelnen Migmatit-Anteile und eine feldgeologische Beschreibung der Verbandsverhältnisse, wie z.B. relative Alter in bezug auf die jüngsten, wohl herzynischen Intrusiva (Zentraler Aaregranit etc.). Dann wurde versucht, anhand chemischer Analysen verschiedene Fragen zu klären, wie z.B.

- Vergleiche mit den grossen herzynischen Eruptivkörpern des Aarmassivs
- Alkaliengehalte im Vergleich mit den Gehalten in den übrigen Zonen der Südlichen Granitgneis- und Mischzone

Ein wichtiges Problem ist die zeitliche Gliederung der Aplite. Ist die intensive aplitische Tätigkeit zeitlich und genetisch eventuell mit dem Zentralen und/oder Südlichen, oder mit einem anderen Granit verknüpft? - Ferner werden im Zusammenhang mit der mineralogischen Untersuchung Fragen aufgeworfen, die die alpine Metamorphose und deren Auswirkungen betreffen. Daraus wieder kann ein mutmasslicher Altbestand (praealpiner) und, noch weiter zurück gehend, das Ursprungsmaterial gedeutet werden. - Schlussendlich und zusammenfassend soll etwas über die Stellung der Migmatite in diesem Teil des Aarmassivs ausgesagt werden.

II. ZEITLICHE UND GENETISCHE AUFLÖSUNG DER VORGÄNGE

Möglichkeiten einer zeitlichen Auflösung der Vorgänge

Grundsätzlich muss bei der Bearbeitung von Migmatitgebieten nach der Möglichkeit gesucht werden, die verschiedenen Anteile zeitlich und genetisch auseinander zu halten. Hierbei sind wir in erster Linie auf Evidenzen angewiesen, die uns geologische Vorgänge praktisch eindeutig angeben. Daneben gibt es eine ganze Anzahl Erscheinungen, bei denen mit grösserer Wahrscheinlichkeit dieser oder jener Entstehungsvorgang angenommen werden darf und solche, die mit anderen Tatsachen zusammen als stützendes Faktum in eine Aussage eingerechnet werden dürfen. Wir können demnach unterscheiden:

- α Geologische Evidenzen ¹⁾
- β Erscheinungen, die höchstwahrscheinlich auf ein ganz bestimmtes geologisches Geschehen hinweisen
- γ Erscheinungen, bei denen es möglich ist, dass ein ganz bestimmtes geologisches Geschehen vorliegt

Eine erste, gründlich untersuchte Erscheinung, die wir hier verwenden können, sind einerseits geometrische Wandkongruenzen an Intrusivaplititen, andererseits geometrische Umrisskongruenzen an Palaeosomschollen, die im aplitischen Neosom "schwimmen" (vgl. hierzu E. GGLI, 1953). Mit dem Ausdruck "schwimmen" denken wir an ein mobiles Material (Aplite) in einem festen (Schollen).

Das geometrische Kriterium der Gang- oder Schollenumrisskongruenz ist im allgemeinen unter β einzureihen solange wir unsere Beobachtung - wie es in der Natur meist der Fall ist - an zweidimensionalen Aufschlüssen machen. Wesentlich sicherer wird jedoch eine Aussage, wenn wir nicht nur Kongruenz der Umrisslinien und Wandkongruenzen feststellen können, sondern auch Strukturen des Nebengesteins, resp. Schollen nach der Art eines Puzzles wieder zusammen fügen können. Eine solche Aussage rückt somit gegen den Möglichkeitenbereich α .

Implizierend kommt es allerdings in manchen Fällen vor, dass das Palaeosom durch das Neosom stark ankorrodiert und randlich assimiliert worden ist. Die geometrischen Anhalts-

Wie jedem Geologen bekannt ist, gibt es keine Evidenzen in der Geologie. Bei einer "Geologischen Evidenz" besteht stets noch eine äusserst geringe Möglichkeit, dass eine Aussage nicht richtig ist.

punkte werden verwischt und die eindeutige Beweisführung wird beträchtlich erschwert.

An verschiedenen Stellen im bearbeiteten Gebiet kann auf Grund solcher "geologischer Evidenzen" gezeigt werden, dass bei den migmatitischen Gesteinskomplexen ein zugeführtes Neosom - über die Weglänge wird nichts ausgesagt - in ein Palaeosom mechanisch eingedrungen ist.

Im folgenden Kapitel über die hellen aplitischen Bestandesmassen in den Migmatiten wird gezeigt werden, dass es auf Grund feldgeologischer und mikroskopischer Untersuchungen gelungen ist, drei Aplittypen zeitlich und genetisch voneinander zu trennen. Die einzelnen Besonderheiten und Merkmale der Aplite konnten für die Schlussfolgerung, dass die drei Aplite drei verschiedenen geologischen Geschehen angehören, nicht beweiskräftig genug sein. In der Gesamtheit der Merkmale aber darf eine solche Aussage gemacht werden.

Eine weitere Erscheinung, die die Möglichkeit einer zeitlichen und genetischen Auflösung der Vorgänge veranschaulicht, beobachten wir am Lamprophyr vom Kalten Kehr. An den Rändern des Ganges gegen das Nebengestein weist er schön ausgebildete, schnell abgekühlte, feinkörnige Zonen - chilled margins - auf. Die Aussage, dass hier eine höher temperierte Masse (Lamprophyrschmelze) in ein (zu diesem Zeitpunkt) niedriger temperiertes Material (Migmatite) eingedrungen ist, und die Ränder des Ganges gegen das Nebengestein schneller abkühlten als die Gangmitte, hat den Wert der Wahrscheinlichkeit β . Wenn zuzüglich geometrische Gangkriterien nachzuweisen sind und ferner Strukturelemente in den Migmatiten auf beiden Seiten des Ganges puzzleartig zusammen gefügt werden können, so ist die Aussage, dass ein flüssiges Gestein in ein festes eingedrungen ist, sowohl in zeitlicher wie in genetischer Sicht eine "geologische Evidenz".

Die wertvollsten Anhaltspunkte in bezug auf das zeitliche und genetische Geschehen in den Migmatiten liefern uns die hellen aplitischen Bestandesmassen. Von ihnen soll im folgenden Kapitel die Rede sein.

2. Die hellen Bestandesmassen (Aplite und Quarzadern) der Hauptmigmatitzonen als Zeitindikatoren

In diesem Abschnitt sollen die verschiedenen hellen Anteile der Hauptmigmatitzonen dargestellt und zeitlich unterschieden werden. Die Aufzählung beginnt bei den ältesten und endet bei den jüngsten Gesteinen.

a. Alte aplitische Adern

Es sind 2 - 4 cm dicke Bändchen, die meist konkordant, aber auch diskordant zur Planartextur der Hornblendegabbros und Epidot-Amphibolite in diese eingelagert sind. Ihr Auftreten ist beschränkt auf diese zwei palaeosomen Gesteinsarten. Im Feld werden diese Gesteine zusammen mit dem erwähnten amphibolitischen Palaeosom von den jungen und jüngsten Apliten diskordant durchschlagen. - Ein Teil der jungen Aplite (siehe d) liegt ebenfalls konkordant zur Planartextur der Palaeosom-Gesteine. Von diesen unterscheiden sich diese alten aplitischen Adern im Feld durch ihre leicht gelbliche Färbung. Bestimmtheit bringt jedoch erst der mikroskopische Befund.

Das Hauptunterscheidungsmerkmal zu den zwei Apliten d und e liegt im ausserordentlich hohen Umwandlungsgrad der Feldspäte dieses Typus a. Unter dem Mikroskop sind nur noch schwach die Umrisse von ehemaligen Feldspäten zu sehen. Vom Feldspatmaterial bleibt nichts zurück als eine Anhäufung von Serizit, Epidot und opaken Mineralien (siehe Beschreibung S.26).

b. Helle Schale der Hornblendite

Diese Bezeichnung spricht für sich. Eine Beschreibung findet sich auf S.30. Das mikroskopische Bild deckt sich weitgehend mit demjenigen der unter a besprochenen Aplite.

c. Gefälterte Quarzadern

Es sind weisse, zuckerkörnige Adern, die parallel der Planartextur der granitischen Anteile des Palaeosoms eingelagert sind oder in diesem Fältelungen bilden. Im Feld sind

ie deutlich von den übrigen hellen Anteilen zu trennen; unter dem Mikroskop bestehen sie zu 90 oder mehr Vol.% aus Quarz (siehe Beschreibung S.35).

Die Gesteine der drei ersten Gruppen a - c nehmen volumenmässig den geringsten Anteil an den hellen Bestandesmassen in den Hauptmigmatitzonen ein. Wichtiger für die Unterscheidung und Grundlage für die nachfolgende Diskussion (siehe S.18) über die Herkunft der Aplite in den Hauptmigmatitzonen sind die Aplite der Gruppen d und e.

. Junge Aplite (zur eigentlichen Migmatitisierung gehörend)

Die nehmen volumenmässig den grössten Teil aller hellen Bestandesmassen der Hauptmigmatitzonen ein. Entweder bilden sie ein charakteristisches Netzwerk durch die palaeosomen Gesteine der Migmatite (siehe Tafel 1 Foto 2 und 3) oder eine bänderartige Durchaderung parallel der Planartextur der Amphibolite (siehe Tafel 1 Foto 4). Oft sind die Kontakte zum Nebengestein scharf, oft fliessend. Die Gangdicke schwankt von Millimeterdicke bis 20 cm. Wo sich Gänge öffnen, können grössere Kubaturen aplitisches Material vorhanden sein. Die Gangwände sind meist unregelmässig und zeigen selten geometrische Kongruenzen. Diese Aplite werden durchschlagen von den jüngsten Apliten. Fast in allen untersuchten Proben ist als Glimmer nur Biotit vorhanden (s.Tab.9).

Die zwei Injektionssysteme, das netzartige und das bänderartige, werden von FEHR (1922) zeitlich getrennt:

"Die zum Teil innige Mischung der basischen Differentiate 1) mit den Dioritaplititen 2) musste zu einer Zeit erfolgt sein, zu welcher die ersteren noch nicht vollständig in starren Zustand übergegangen waren; denn die älteren Gänge 2) zeigen durchwegs innige Verschweissung, Resorption und Mischung mit den basischen Schollen."

"Jüngere Aplite 3) durchsetzen das ältere Injektionssystem 2) z.T. völlig unabhängig von der ersten Anlage der dioritaplitischen Durchaderung. Dadurch entstehen netzartige Injektionserscheinungen, die für diese Zone 4) als besonders charakteristisch gelten müssen und eine Art von Eruptivbreccie hervorbringen."

Die vorliegenden Untersuchungen haben nun ergeben, dass tatsächlich das bänderartige "Injektionssystem" älter ist als das netzartige.

Tafel 1 Foto 4 zeigt deutlich, dass bänderartige Aplite von einem Aplit des Netzsystems durchschlagen werden. Die Foto zeigt aber auch, dass das die Aplite liefernde Material ursprünglich um die Scholle für beide Aplittypen (Netz- und Bänderaplite) ein und dasselbe ist. Diese Beobachtung wurde auch an anderen Stellen im untersuchten Gebiet mehrfach gemacht. Aus diesem Grund, und da sich in mineralogischer Sicht die beiden Aplite nicht voneinander unterscheiden, kam der Verfasser zum Schluss:

- dass es sich bei FEHR's älterem und jüngerem "Injektionssystem" tatsächlich um zwei zueinander relativ verschiedenaltere Aplitssysteme handelt
- dass aber das Zeitintervall zwischen den zwei Aplitssystemen klein ist und innerhalb der Zeit der eigentlichen Migmatitisierung liegt
- dass diese Aplite, ob bänderartig oder netzartig ausgebildet, als zur Migmatitisierung gehörende junge (neosome) Aplite bezeichnet werden sollen.

. Jüngste Aplite (vermutlich zentralaaregranitisch)

Diese Aplite zeigen meist geradlinigen Verlauf und Konstanz in der Gangdicke (s.Tafel 1 Foto 5). Die meisten geometrischen Gangwandkongruenzen wurden bei diesen Apliten beobachtet.

- 1) = Palaeosom-Anteile in der vorliegenden Arbeit
- 2) Damit meint FEHR die bänderartigen Aplite (=ältere)
- 3) Damit meint FEHR die netzartigen Aplite (=jüngere)
- 4) = Heutige Hauptmigmatitzone von St. Niklaus

Sie durchschlagen alle vorgängig beschriebenen hellen Bestandesmassen der Hauptmigmatitzonen und haben immer eine scharfe Begrenzung zum Nebengestein. Sie gehen auch nie diffus über ins Nebengestein oder verlieren sich in demselben. Der Glimmer in den zwei untersuchten Proben ist Muskowit (s.Tab.9).

Zusammenfassend können folgende Aussagen gemacht werden:

- Die alten aplitischen Adern unterscheiden sich von den jungen und jüngsten Apliten einerseits durch ihre enge Verknüpfung mit dem Palaeosom und ihre Zugehörigkeit zu demselben. Ferner unterscheiden sie sich mikroskopisch von den jüngeren Apliten.
- Die jungen Aplite bilden einerseits ein charakteristisches Netzwerk, andererseits bänderartige Gebilde durch das palaeosome Material und nehmen aktiv teil am eigentlichen Migmatitisierungsvorgang. In bezug auf das Palaeosom stellen sie in den Migmatiten die Zufuhr, das Neosom dar.
- Die jüngsten, seltenen Aplite bilden eigentliche Gänge durch Neosom und Palaeosom und unterscheiden sich in dieser Sicht von den neosomen, jungen Apliten.

In der Folge gilt es abzuklären, inwiefern zwischen den Apliten in den Hauptmigmatitzonen und dem Zentralen Aaregranit (inkl. Südlicher Aaregranit und Grimselgranodiorit) ein genetischer Zusammenhang besteht. Die Abklärung dieser Frage ist umso schwieriger, als im untersuchten Gebiet nirgends direkte Kontakte zwischen diesen Graniten und den Hauptmigmatitzonen vorhanden sind.

Zunächst seien einige Deutungen aus der Literatur dargelegt: LEDERMANN (1945) bemerkt - und nimmt dabei Bezug auf seine Beobachtungen am Grubengletscher -, dass der intrudierende Granit gar nicht mehr fähig war, eine so intensive aplitische, pegmatitische und pneumatolytische Phase zu entwickeln, wie sie für die Migmatitbildung vorausgesetzt werden müsste. Im folgenden schreibt er, die vom Granit herstammenden Aplite seien nicht sehr häufig.

Ebenso unterscheidet ZBINDEN (1950) im Oberwallis einerseits altkristalline Gesteine mit alter aplitischer Injektion, andererseits seltene jüngste Aplite, die sicher zentralaaregranitisch seien.

Zum Problem der Herkunft der Aplite in den Hauptmigmatitzonen äusserten sich ebenfalls HUGI und HUTTENLOCHER (1922) in einem Exkursionsbericht:

"Die metamorphen basischen Eruptiva lassen alle Grade einer weitgehenden Feldspatisierung verfolgen. Ob letztere aufzufassen ist als primärer Differentiationsvorgang des gabbrodioritischen bis pyroxenitischen Magmas ¹⁾, oder ob die Feldspatisierung und Granitisierung mehr einer Stoffzufuhr durch die aplitischen Nachschübe des Aaregranites zuzuschreiben ist, der mit seinem Reichtum an fluiden Bestandteilen lokal so gestaltungsreich und chemisch so wechselnd zu wirken vermochte ²⁾, das wurde in lebhaftem Meinungs Austausch eifrig besprochen. Der mikroskopische Befund spricht eher für die letztere Deutung."

Später schreibt HUTTENLOCHER (1947) allerdings, dass die Injektion nicht vom Zentralen Aaregranit ausging, sondern älter ist. Die Aplite werden vom Granit diskordant abgeschnitten.

Einer der Gründe, weshalb wir den Grossteil der Aplite in den Migmatiten nicht für zentralaaregranitisch, sondern als älter interpretieren, ist noch anzuführen: Es ist unwahrscheinlich, dass die beiden Hauptmigmatitzonen von Gletsch und St. Niklaus sehr stark von zentralaaregranitischen Apliten heimgesucht worden sind, hingegen die dazwischen liegenden anderen Altkristallinzonen davon verschont geblieben sind. Die Zone der Quarzdiorite ist fast völlig frei von Apliten und die Syenit-Restite weisen nur einige wenige

1) Diese Interpretation stammt wohl von Exkursionsteilnehmer P. Niggli
2) Diese Meinung stammt wohl vom Verfasser des Berichtes, E. Hugi

eltene Aplite auf. Ebenso sind die ausgedehnten Areale der hellen Gneise praktisch frei von Apliten. - Ferner ist der Granit vom Typus Engi, der wie der Zentrale Aaregranit (inkl. Südlicher Aaregranit und Grimselgranodiorit) als herzynisch interpretiert wird, in bezug auf seine aplitische Tätigkeit nur schwach aktiv. Da es nun relativ gut gelang, von den neosomen jungen Apliten einige wenige jüngste Aplite abzutrennen ist es naheliegend, diese jüngsten Aplite als engigranitisch (und vielleicht z.T. als zentralaaregranitisch) zu interpretieren. Da wir jedoch ausser den genannten Anhaltspunkten weiter keine Beweise für diese Aussage haben, müssen wir so formulieren: "Wenn es im Bereich der untersuchten Migmatite überhaupt zentralaaregranitische Aplite gibt, so sind es diejenigen, die wir vorstehend als jüngste Aplite bezeichneten" und "Die intensive netzartige Durchaderung in den Hauptmigmatitzonen stammt mit der grössten Wahrscheinlichkeit nicht vom Zentralen Aaregranit her, sondern ist älter als dieser." Es gibt im Aarmassiv noch alte (praeherzynische) Granite (A. STECK). Ob die netzartige aplitische Durchaderung zeitlich und genetisch mit diesen Graniten verknüpft ist, kann im untersuchten Gebiet nicht beurteilt werden.

Einige Bilder aus den Migmatiten

Um die Alters- und Verbandsverhältnisse zu veranschaulichen, sollen einige schematische Zeichnungen und Fotos erläutert werden. Neben den hier wiedergegebenen Abbildungen soll kurz auf einige Fotografien in GRUBENMANN - NIGGLI (1924) S. 329 und 331 eingegangen werden. Die drei Fotos, die den Fig 61, 62 und 64 in der genannten Arbeit entsprechen, stammen aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Sie sind unweit der gleichbenannten Kapelle von W. FEHR aufgenommen worden (Koord. 670.670/154.880).

Fig. 62 trägt die Bezeichnung "Bänderartige Injektion". In den Erläuterungen (S.328) spricht FEHR ebenfalls schon von einem älteren bänderartigen und einem jüngeren, netzartigen Injektionssystem. Wie weit zeitlich diese beiden Systeme auseinanderliegen, darüber gibt FEHR keine Auskunft (vgl.S.18). Fig. 61 und 62 zeigen also vorwiegend die ältere, die an eine lit-par-lit-Injektion erinnert, Fig. 64 zeigt das netzartige Injektionssystem. Die Voraussetzung für die Entstehung einer lit-par-lit-Injektion ist eine vorgezeichnete plattige Struktur der Amphibolite, und der Gedanke an ein ehemaliges Sedimentgestein liegt nahe. Jedoch könnte auch in ursprünglichen Orthoamphiboliten eine plattige Absonderung vorhanden gewesen sein.

Die folgenden Zeichnungen geben Erscheinungen wieder, die die meisten Resultate zum relativen Alter der verschiedenen Gesteinsanteile in den Migmatiten beigetragen haben.

Fig. 2 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. An der Strasse beim Kalten Kehr. Koord. 670.450/155.020 : Palaeosome Biotitgneis- und Amphibolitschollen schwimmen im aplit-granitischen Neosom. Immer an diese palaeosomen Gesteine geknüpft kommen weisse aplitische Adern vor, die auf Grund ihres Auftretens innerhalb der palaeosomen Scholle ebenfalls als Altbestand zu erklären sind. Diese Aplite sind in jedem Fall älter als das umgebende aplit-granitische Neosom. - Am linken unteren Rand der Skizze liegen zwei eingestülpte Schollen von Amphibolit, die diese alten aplitischen Adern als Kerne einschliessen. Am rechten Bildrand Mitte liegt eine Scholle "alten Aplits" mit einem Kern von Amphibolit. Alle diese Schollen "schwimmen" als ganzes im Neosom. Je die zwei vollständig losgelösten Amphibolitschollen rechts der fünfgestaffelten Amphibolite, sowie die fünf kleinen, von der Bildmitte gegen unten ausgeschwänzten Amphibolitschöllchen zeichnen, dass wenigstens in diesem Bereich der Migmatite die Bewegung der Palaeosom-Schollen eine geringe war.

Fig. 3 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Kalter Kehr : Palaeosomes Material, Amphibolit, alter Aplit (lit-par-lit) und Biotit-Chlorit-Gneis schwimmt als Scholle im aplit-granitischen Neosom. Eine Apophyse desselben dringt diskordant in die Scholle ein und bestimmt die relative Altersabfolge. Links oben im Bild fast völlig assimiliertes Biotitgneismaterial, vorliegend als schlieriger Aplit.

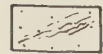
LEGENDE ZU DEN FIGUREN 2 - 7



GRANIT VOM TYPUS ENGI



NEOSOME JUNGE APLITE



NEOSOME JUNGE APLITE MIT
SCHLIEREN



BIOTITGNEISE



EPIDOT - AMPHIBOLITE



HORNBLLENDE - GABBRO - PEGMATIT



ALTE APLITE



AUGENGNEISE



FIG. 2

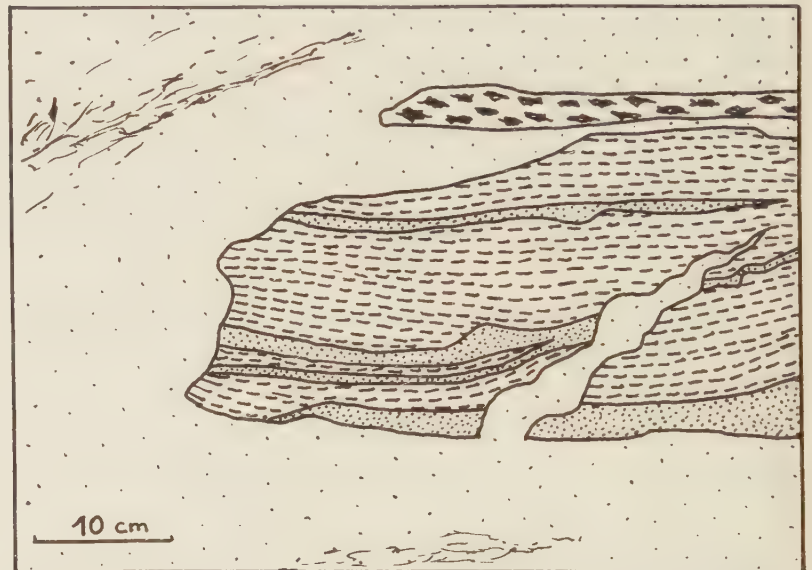


FIG. 3

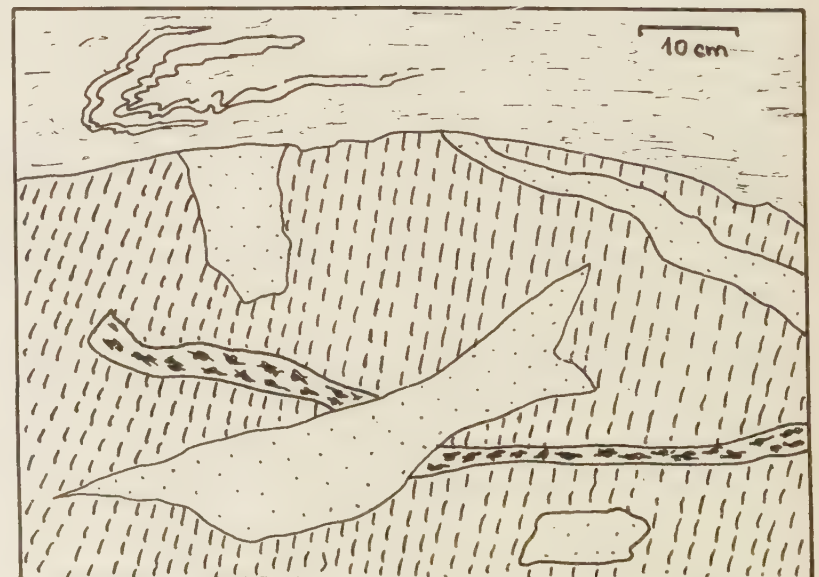


FIG. 4

Fig. 4 Hauptmigmatitzone von Gletsch. Koord. 670.250/156.220 : Am oberen Bildrand dringt Biotitgneis mit gefältelten Quarzadern entlang einer Amphibolitscholle ein und schneidet die in ihr liegenden jüngeren Aplit ab. Diese wiederum sind jünger als eine palaeosome dunklere Aplitader, die schon vor der eigentlichen Migmatitisierung im Amphibolit vorhanden war. - Wir haben hier einen der wenigen Fälle vor uns, wo eindeutig gezeigt werden kann, dass Biotitgneismaterial in mobilem Zustand gewandert ist und zwar blieb hierbei das Amphibolitmaterial starrer (vgl. S.32).

Fig. 5 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. An der Strasse beim Kalten Kehr. Koord. 670.450/155.020 : Dieses Bild veranschaulicht die Beziehung zwischen intrudierendem Granit vom Typus Engi und Palaeosom/Neosom der Migmatite. Alle Anteile der Migmatite werden am Intrusivkontakt (von unten rechts bis oben links) scharf abgeschnitten. Der Granit Engi bildet auch nirgends sichtbar Aplite oder Assimilationserscheinungen. Er ist an seinem Kontakt ebenso homogen wie in seinem Innern. - In der Mitte des Bildes ist eine gedrehte Amphibolitscholle zu erkennen. Die Scholle rechts daneben ist durch eine alte Aplitader zweigeteilt, die Scholle links davon ptygmatisch gefältelt. Die Hornblendeindividuen gleichen sich teilweise dieser Fältelung an.

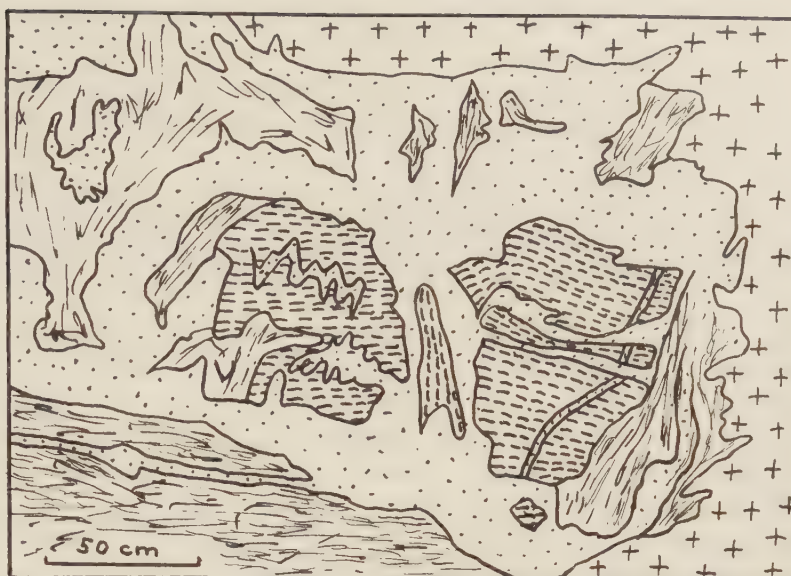


FIG. 5

Fig. 6 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Neuer Weg Kalter Kehr - Engi - Grimsel. Koord. 670.150/155.000 : Messerscharfer Kontakt zwischen intrudierendem Granit vom Typus Engi und den Migmatiten. Diese setzen sich hier einerseits zusammen aus einem lagigen Augengneis, andererseits aus schlierig-bänderigen Migmatiten, bestehend aus dem aplitischen Neosom und fast vollständig resorbiertem Biotitgneis. Die Kontaktlinie zeigt nicht einen eckigen, sondern sanften welligen Verlauf.

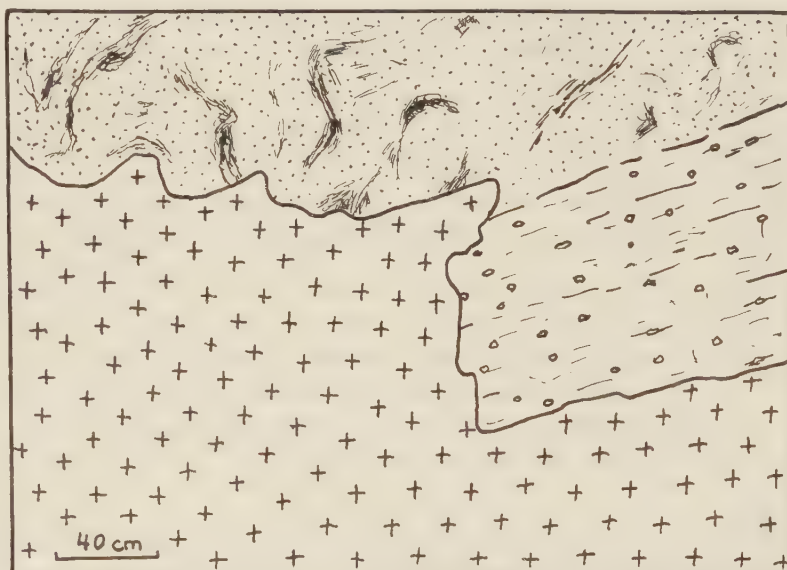


FIG. 6

Fig. 7 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Strasse Oberwald-Gletsch. Koord. 670.550/155.500 : Eine Scholle aus gebändertem Biotitgneis wird umflossen von aplitischem Material. Am rechten Rand "schwimmen" Amphibolitschollen im Aplit. Am oberen und unteren Rand liegen ebenfalls Amphibolite, teils getrennt durch Aplitadern. Im Innern des Biotitgneises zieht ein Hornblendegabbro-Pegmatit durch, der seinerseits von einer aplitischen Ader durchbrochen und versetzt wird. Aus diesen Beobachtungen resultieren folgende genetische und chronologische Beziehungen:



FIG. 7

1. Die Aplite stellen das Neosom dar, Amphibolit, Biotitgneis und Pegmatit das Palaeosom.
2. Die Bänderung des Biotitgneises ist älter als Pegmatit und Aplit, denn sie zieht nicht in diese hinein.
3. Die Schollenamphibolite am rechten Rand erhielten ihre abgerundete Form durch Korrosion des intrudierenden Aplites. Man beachte die gedrehte Scholle in der unteren Dreiergruppe.
4. Die Amphibolite am rechten Rand wurden durch den intrudierenden Aplit eine bestimmte Wegstrecke in die heutige Lage transportiert, in der die Längsachsen der Amphibole senkrecht zu denjenigen der übrigen Amphibolitschollen im Aufschluss stehen.

Tafel 1 Foto 2 Hauptmigmatitzone von Gletsch. Strasse in den Kehren unterhalb Gletsch. In der Uebersicht sehen wir vor allem die intensive aplitische, netzartige Durchaderung des Altbestandes durch das Neosom. An palaeosomen Anteilen erkennen wir vorwiegend Biotitgneise (untere linke Bildhälfte), Hornblendegabbros (obere linke Bildhälfte) und Epidot-Amphibolite (dunkle Partien rechte Bildhälfte von unten bis oben). In den Biotitgneisen erkennen wir dünne, weisse Quarzäderchen. In der rechten Bildhälfte Mitte "schwimmen" Amphibolitschollen im aplitischen Neosom. (Rucksack als Massstab. - Schwarzer Strich Bildmitte wegen Foto-Zusammensetzung)

Tafel 1 Foto 3 und 4 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Kalter Kehr. - Die zwei Fotos zeigen junge aplitische Durchaderung von palaeosomen Anteil der Migmatite (Epidot-Amphibolite, Biotitgneise) in zwei typischen Ausbildungen: Lit-par-lit-ähnliche und netzartige Aplite (vgl.S.17). (Massstab: Foto 3, Bohrloch; Fotounterkante 4 = 1 m)

Tafel 1 Foto 5 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Oberhalb des Kalten Kehrs. Ein als zentralaaregranitisch geduteter jüngster Aplit durchschlägt palaeosome und neosome Gesteinsanteile der Migmatite. Sehr schön ersichtlich ist, im Vergleich mit der netzartigen und bänderartigen aplitischen Durchaderung, die völlig verschiedene Erscheinungsform dieser jüngsten Apliten. Der Gang ist 15 cm dick.

Tafel 1 Foto 6 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Kalter Kehr. Die grosse Palaeosom-Scholle wird durchbrochen

- a. am oberen Bildrand von zwei Apliten parallel der Textur der Scholle (lit-par-lit)
- b. von einem Aplit der von unten rechts gegen oben links verläuft (Netz-System).

Beide Aplitensysteme haben ihren Ursprung im granitaplitischen Neosom, das die Scholle umgibt (Massstab: Fotounterkante = 85 cm).

Tafel 1 Foto 7 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Neuer Weg Kalter Kehr - Grimsel. Auch in diesem Bild treffen wir wieder die charakteristische Schollenvergesellschaftung von Epidot-Amphibolit (hellgrau) an. Die Scholle ist an einer Stelle geknickt, an einer anderen Stelle gebrochen. Es entsteht ein Durchfluss von aplitischem Neosom und Korrosion der Scholle durch letzteres. Hier tritt das Phänomen auf, das bei vielen Apliten im Kontakt mit dem Palaeosom beobachtet wurde: An der Kontaktzone des Aplites mit der Scholle bilden sich neu unregelmäßig, im Durchschnitt grössere Hornblendeindividuen und bilden einen markanten Saum (Massstab: Fotounterkante = 50 cm).

Tafel 1 Foto 8 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Kalter Kehr. Stark resorbierte und von granitaplitischem Neosom partiell verdautes palaeosomes Material. Ursprünglich dürfte eine zusammenhängende Palaeosom-Scholle vorhanden gewesen sein. Die relative Bewegungsrichtung des neosomen aplitischen Materials verläuft im Bild von links nach rechts.

Tafel 2 Foto 9 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Kalter Kehr. Diese Aufnahme zeigt uns die charakteristische Oberflächenverwitterung der Migmatite. Ein starkes Relief von Furchen, Adern und Wülsten veranschaulicht Härte und Gesteinsresistenz der Migmatitanteile. Die Adern und Wülste sind die hellen aplitischen Bestandesmassen, Vertiefungen und Furchen sind die palaeosomen, dunklen Anteile der Migmatite.

Tafel 2 Foto 10 Hauptmigmatitzone von Gletsch. In den Strassenkehren unterhalb Gletsch. Sehr oft beobachtet werden boudinageartige G_ebilde - hier ein boudiniertes neosomes Aplitbündel - die auf migmatitische und/oder postmigmatitische (ev. tektonische) Bewegungen schliessen lassen (Massstab ϕ Objektivschutzdeckel = 6 cm).

III. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

1. Palaeosom

a. Epidot-Amphibolite

Es sind dunkelgrüne, meist gut parallel-texturierte fein- bis mittelkörnige Amphibolite mit beträchtlichem Epidotgehalt. Wenig umgewandelte Proben haben oft gut ausgebildete Hornblendeindividuen; stärker umgewandelte Proben haben z.T. stark korrodierte Hornblenden und einen grösseren Epidot- und Chloritgehalt.

Die Epidot-Amphibolite haben global folgenden Mineralbestand:

HG: Grüne Hornblende, Epidot

NG: Braungrüner Biotit, Muskowit/Serizit, Chlorit, Quarz, Titanit, Zirkon, Plagioklas, Erze

Hornblende: Im Dünnschliff wurden zwei verschiedene grüne Hornblenden beobachtet:

- eine intensiv grüne Hornblende mit dem Pleochroismus grün - hellgelbbraun - olivgrün. Sie ist fein zeilenförmig durchsetzt von opaken, nicht näher bestimmten Umwandlungsprodukten, sowohl entlang der Spaltbarkeit, als auch schief durch dieselbe. Die Lichtbrechung ergab für $n_{\alpha'}$ der Spaltblättchen = $1,668 \pm 0,004$.
- eine hellblassgrüne Hornblende, die sich meist an den Rändern der intensivgrünen Hornblende als Saum anlagert; jedoch kann sie selten auch selbständig auftreten. Im Gegensatz zur ersten Hornblende sind diese hier völlig frisch und einschlussfrei. Die Lichtbrechung ist für $n_{\alpha'}$ der Spaltblättchen = $1,654 \pm 0,002$.

Eine mehr oder weniger gute Einregelung der Hornblenden ist unter dem Mikroskop zu sehen.

Epidot ¹⁾: Der Epidot wurde als Fe-armes Glied der Mischreihe, als Klinozoisit bestimmt. Er ist optisch positiv und hat ein n_{α} , das immer unter 1,710 liegt. Er weist die typischen anomalen tintenblauen Interferenzfarben auf.

Von den Nebengemengteilen ist grünbrauner Biotit der häufigste. Gelegentlich kann er, wie z.B. in der chemisch analysierten Probe, Hauptgemengteil sein. Stellenweise kann er im Dünnschliff als pseudomorphes Produkt nach Hornblende nachgewiesen werden.

Eine chemische Analyse eines Epidot-Amphibolites wurde an Probe CN 595 durchgeführt:

SiO ₂	44.50	si	94	<u>Geschätzter modaler Mineralbe-</u>	
Al ₂ O ₃	16.36	al	20,5	<u>stand der analysierten Probe</u>	
Fe ₂ O ₃	12.24	fm	48,5	Hornblende	46 Vol.-%
MgO	9.16	c	27,5	Epidot	40
CaO	12.22	alk	3,5	Biotit	8
Na ₂ O	0.98	k	0,45	Chlorit	} 6
K ₂ O	1.20	mg	0,60	Titanit	
MnO	0.20	ti	0,88	Quarz	
TiO ₂	0.55	π	0,69	Zirkon	
P ₂ O ₅	0.05	δ	0,18	Erze	
H ₂ O +	1.52	μ	0,48	<u>Fundort:</u> Strassenkehren unter-	
H ₂ O -	0.10			halb Gletsch	
CO ₂	0.38	Q	25.9	(Magmentyp: miharaitisch)	
	<u>99.46</u>	L	32.8	<u>Analytiker:</u> C. NIGGLI	
		M	41.3		

Tab. 2 Chemische Analyse eines Epidot-Amphibolites

Zur Genese der Epidot-Amphibolite

Vorwiegend die enge Vergesellschaftung der Epidot-Amphibolite mit Biotitgneisen veranlassen den Verfasser zur Annahme, dass es sich bei diesen Gesteinen um ehemalige Sedimente

¹⁾ Nomenklatur der Epidotgruppe nach TRÖGER (1956)

handelt. Der geologische Charakter der Epidot-Amphibolite ist ein grundsätzlich anderer, als derjenige der nachstehend zu beschreibenden Hornblende-Gabbros, die als Ortho-Gesteine gedeutet werden: Die Epidot-Amphibolite sind genetisch verknüpft mit den Biotitgneisen, während sich das Auftreten der Hornblendegabbros meist an dasjenige der Hornblendite hält.

Allerdings spiegelt unsere chemische Analyse auch recht gut ein basaltisches Ursprungsgestein (miharaitischer Magmentyp). In Frage käme demnach auch ein basischer Tuff. - Aus den oben erwähnten Gründen sind wir jedoch eher der Auffassung, dass unsere Epidot-Amphibolite ehemalige (wegen des relativ hohen MgO -Gehaltes) dolomitische Mergel waren.

b. Hornblendegabbros

Es sind mittelkörnige Gabbros von hell-dunkel gesprenkeltem, flaserigem Aussehen, die selten massig, meist schwach verschiefert sind. In der "Geologischen Karte der Urserenzone" hat FEHR diese Gesteine als "Gabbrodiorite" bezeichnet. - Da nun in vorliegender Arbeit aus noch zu erläuternden Gründen angenommen wird, dass die Plagioklase ursprünglich calciumreicher waren und da im Vergleich mit Gabbro- und Dioritanalysen (s. Tab. 3) unsere chemisch analysierte Probe viel näher dem Gabbromittelwert steht, wurde die Bezeichnung "Hornblendegabbro" gewählt.

Der Unterschied zu den Epidot-Amphiboliten (die wie erläutert genetisch anders gedeutet werden) besteht makroskopisch in der Korngrösse und dem hell-dunkel gesprenkelten Aussehen der Hornblendegabbros, mikroskopisch im Anorthitgehalt der Plagioklase.

Der Mineralbestand einer frischen Probe ist folgender:

HG: Hornblende, Biotit, Epidot, Andesin bis Labradorit

NG: Quarz, Titanit, Apatit, Pyrit

Der Mineralbestand einer stärker saussuritisierten, flaserigen Probe:

HG: Hornblende, Epidot, Quarz, Albit bis Oligoklas, Biotit

NG: Pyrit, Titanit, Apatit, Zirkon, Chlorit auf Adern

Textur: granoblastisch

Hornblende: Wie bei den Epidot-Amphiboliten liegt hier eine grüne Hornblende mit dünnen Säumen von nachträglich gebildeter, blassgrüner bis fast farbloser Hornblende vor. An Spaltblättchen wurde die Lichtbrechung der grünen Hornblende mit $n_{\alpha'} = 1,666$, diejenige der blassgrünen mit $n_{\alpha'} = 1,654$ bestimmt. Pyroxenkerne wurden keine gefunden.

Biotit: Im Gegensatz zu den Epidot-Amphiboliten ist der Biotit hier braun bis braunrot im Schnitt $\perp$ 001. Selten ist er ganz einschlussfrei; er macht jedoch im allgemeinen einen frischen Eindruck. Die Lichtbrechung beträgt für $n_{\beta} = 1,624$.

Epidot: tritt in zwei charakteristischen Ausbildungsformen auf. Kleinere, meist gut idiomorphe Kristalle als Füllung in den Plagioklasen sind Klinozoisit wie bei den Epidot-Amphiboliten. Grössere und nie eigengestaltige rundliche Körner sind ungeachtet der Feldspäte wahllos ins Gestein eingestreut. Mit Vorliebe sitzen sie jedoch auf Aederchen zusammen mit Chlorit. Sie fallen sofort auf durch ihre Grösse, Gestalt und hohe Doppelbrechung. Dies ist der Pistazit. Nach dem Charakter der Anordnung der Epidote ist der Pistazit jünger als der Klinozoisit. Er dürfte zusammen mit dem Chlorit alpinen Alters sein.

Plagioklas: In der Regel sind sie mehr oder weniger stark von Klinozoisit und Serizit durchsetzt. Wo die Feldspäte an Albit-Zwillingslamellen gemessen werden konnten, ist es im Falle der massigen Proben ein Andesin bis Labradorit mit 32 - 54 % Anorthitgehalt (der Ca-reichste Plagioklas im untersuchten Gebiet), im Falle der flaserigen Proben ein Albit bis Oligoklas.

Am flaserigen Hornblendegabbro, Probe CN 592 wurde eine chemische Analyse durchgeführt. Ebenso wurde - da der wechselnde Epidot- und Anorthitgehalt der Feldspäte einen Vergleich der frischen mit der flaserigen Probe wünschbar macht - eine Calciumbestimmung an der

frischen Hornblendegabbro-Probe durchgeführt. Die frischere Probe mit weniger Epidot und mit Andesin bis Labradorit als Plagioklas ergab einen CaO-Gehalt von 11,84 %, die stark saussuritisierte einen solchen von 11,00 %. Der Unterschied von 0,84 % dürfte innerhalb der Schwankungen von Probe zu Probe liegen. Was gezeigt werden kann, ist der Umstand, dass innerhalb der verschiedenen umgewandelten Gesteine sich der Epidotanteil umgekehrt proportional zur heutigen Basizität und zur Menge der Plagioklase verhält. In bezug auf das Calcium hat sich die Umwandlung von basischem Plagioklas in sauren Plagioklas + Epidot im wesentlichen innerhalb des Gesteins und ohne grosse Stoffwanderungen vollzogen.

Unsere frühere Annahme, dass der Plagioklas in diesen Gesteinen ursprünglich noch basischer war als Labradorit, resultiert aus der Beobachtung, dass auch die calciumreichsten Feldspäte noch geringe Mengen Klinozoisit als Einschlüsse aufweisen. Basischer Plagioklas hat sich "entmischt" und es entstand daraus ein calciumärmerer Plagioklas plus Klinozoisit.

Chemische Analysen Die Analyse des Hornblendegabbros von Gletsch wurde in der Tabelle 3 einem Mittel von 24 Gabbroanalysen und einem Mittel von 70 Dioritanalysen (DALY 1933) gegenübergestellt. - Die analysierte Probe CN 592 stimmt im allgemeinen besser überein mit dem Mittel der Gabbroanalysen. Wesentlich ins Gewicht fällt die Zahl π , die das Verhältnis des normativ an Aluminium gebundenen Calciums zur Gesamtsumme des an Al gebundenen Ca + Na + K angibt. Die Zahl π liegt beim Hornblendegabbro und beim Gabbromittel über 0,5, während die Zahl bei den Dioriten 0,36 ist. Dies geht übrigens auch aus dem Calciumoxydgehalt in der Analyse selbst hervor.

	CN 592	D 55	D 48	CN 592
SiO ₂	51.34	49.50	56.77	Hornblendegabbro von Gletsch
Al ₂ O ₃	19.24	18.00	16.67	In den Kehren unterhalb Gletsch
Fe ₂ O ₃	7.25	8.60	7.56	Analytiker: C. NIGGLI
MgO	5.76	6.62	4.17	Magmentyp: belugitisch
CaO	11.00	10.64	6.74	<u>Geschätzter Mineralbestand der</u>
Na ₂ O	2.90	2.82	3.39	<u>analysierten Probe:</u>
K ₂ O	0.49	0.98	2.12	Epidot 39 Vol.-%
MnO	0.13	0.12	0.13	Hornblende 35
TiO ₂	0.53	0.84	0.84	Quarz 8
P ₂ O ₅	0	0.28	0.25	Plagioklas 8
H ₂ O +	1.14	1.60	1.36	Biotit 5
H ₂ O -	0.21	-	-	Apatit
	99.99	100.00	100.00	Titanit
si	127	118	168	Pyrit
al	28	25	29.5	Zirkon
fm	35	40	35.5	
c	29	27	21.5	
alk	8	8	13.5	
k	0.10	0.20	0.28	
mg	0.61	0.61	0.51	
ti	1.04	1.44	1.85	
π	0.54	0.52	0.36	
γ	0.19	0.18	0.14	
μ	0.50	0.50	0.44	
Q	33.9	30.7	38.5	
L	40.8	39.5	41.3	
M	25.3	29.8	20.2	

Tab. 3 Chemische Analyse eines Hornblendegabbros und Vergleichsanalysen

Die genetischen Verhältnisse der Hornblendegabbros werden zusammen mit den Hornblenditen S.30 besprochen.

bl. Alte aplitische Adern in Epidot-Amphiboliten und Hornblendegabbros

Wie schon auf S.16 beschrieben, bilden diese alten aplitischen Adern dünne Gängchen, die meist konkordant, oft aber auch diskordant zur Planartextur der Epidot-Amphibolite und Hornblendegabbros in diese eingelagert sind. Die mikroskopischen und feldgeologischen Unterscheidungsmerkmale zu den Neosom-Apliten wurden auf S.16 beschrieben. Die Dicke der Gängchen übersteigt meist 5 cm nicht. Am eindrucklichsten und evident in ihrer palaeosomen Zugehörigkeit sind sie dort zu beobachten, wo sie in Schollen von Epidot-Amphibolit oder Hornblendegabbro gebettet liegen, die ihrerseits in neosomem aplitischem Material "schwimmen" (siehe Fig.2). In diesem Sinne sind diese Adern vom übrigen Palaeosom der Scholle ein integrierender Bestandteil und gehören einem früheren geologischen - vermutlich metasomatischen - Geschehen an, als die Migmatitisierung und Auflösung des Palaeosoms in Schollen. An Fig.5 kann sehr schön beobachtet werden, wie in der grossen Amphibolitscholle in der rechten Bildhälfte diskordant zur Planartextur eine alte Aplitader durchzieht und noch nach der Auflösung in drei einzelne Schollen durch das neosome Aplitmaterial rekonstruierbar ist. Fig.2 zeigt ebenfalls eine Amphibolitscholle im Neosom-Aplit. Sie ist parallel der alten Schieferung mehrere Male von Aplitadern durchzogen, die ihrerseits von einem jungen, neosomen Aplit durchbrochen werden.

Mikroskopisch erweisen sich diese aplitische Adern als stark umgewandelte, feinkörnige Gesteine. Von den ehemaligen Plagioklasen ist fast nichts mehr vorhanden, als grau-schwarze Flecken von feinstem Epidot-, Serizit- und Chloritmaterial. Diese kleinen und grösseren dunklen Flecken, deren Form und gelegentlich reliktsche Zwillingslamellen allein an ursprüngliche Feldspäte erinnert, verteilen sich über den ganzen Dünnschliff wie ein monoton schwarzes-weißes-Mosaik. Zwischen den dunklen Flecken liegt ein Netzwerk von feinem Serizit und etwas grösseren Quarzkörnern. Ausser den dunklen Flecken gibt es im Dünnschliff grössere Individuen von Plagioklasen, die immer an gut ausgebildeten Zwillingslamellen als solche erkennbar sind. Sie sind von Serizit und Epidot durchsetzt, so, wie wir es von vielen Plagioklasen im untersuchten Gebiet her kennen. Der Unterschied des Umwandlungsgrades der zwei Feldspäte ist derart gross, dass an verschiedenes Alter der zwei Feldspäte gedacht werden muss. Die vollständig umgewandelten Plagioklase wären demnach praeherzynischer Altbestand, der schon herzynisch stark umgewandelt wurde, die frischeren müssten herzynische Neubildung oder Rekristallisation und alpin schwach umgewandelt worden sein. Im Vergleich mit alpin neu gebildeten Plagioklasen anderer Gesteine, darf in diesem Fall an eine alpine Bildung dieser Plagioklase nicht gedacht werden.

c. Hornblendegabbro-Pegmatit

An wenigen Stellen im untersuchten Gebiet, so z.B. unterhalb Gletsch in den Strassenkehren, wurden kaum über 2 cm dicke Hornblendegabbro-Pegmatite gefunden. Die grünen Hornblendeindividuen werden bis 12 mm lang und liegen in einer hellen Grundmasse, die sich unter dem Mikroskop als ein Körneraggregat von Epidot und Calcit erweist.

Der Mineralbestand: HG: Grüne Hornblende, Epidot

NG: Calcit, Chlorit, brauner Biotit, Titanit, farbige Hornblende

Die helle Grundmasse besteht heute vorwiegend aus Epidot. Ich nehme an, dass es sich hier um vollständig umgewandelte Plagioklase handelt.

Von den ehemaligen Feldspäten ist der gesamte Bestand metamorph umgewandelt, so dass nicht einmal mehr Relikte vorhanden sind. Die Hornblende ist grün, oft fleckig gefärbt, mit farblosen Anwachszone. Ihre Form ist in der Regel lappig zerfranst. In der Epidotmasse tritt selten farblose Hornblende in gut entwickelten, mehr oder weniger idiomorphen Kristallen auf. Die Hauptmasse des Epidotes ist Pistazit mit Lichtbrechungen für $n_{\alpha} > 1,720$, hoher Doppelbrechung und positivem Vorzeichen. Jedoch tritt seltener auch Klin-

zoisit, meist in besser entwickelten Kristallen auf. Der braune Biotit macht einen unfrischen Eindruck. Er ist im Schnitt // 001 durchsetzt von feinsten, fast isotropen und nicht identifizierten Mineralien.

d. Hornblendite

Es sind mittel- bis grobkörnige, massige, dunkelgrüne Gesteine, die zu etwa 90 Vol.-% aus Hornblende bestehen. Die Hornblendite liegen in der Regel scharf abgegrenzt, als kissenartige Gebilde im übrigen Migmatitverband, von dem sie mengenmässig weniger als 1 Vol.-% ausmachen. Der grösste beobachtete Durchmesser eines Hornblenditkissens betrug 4 m. Die schönsten Vorkommen liegen am Osthang der Vorderen Grimsel, wo die Hornblenditkissen eine weisse, ebenso scharf abgegrenzte, zentimeterdicke und vollständig umgewandelte Schale besitzen, die mikroskopisch unter "dl. Helle Schale der Hornblendite" beschrieben wird. Weitere besser zugängliche Aufschlüsse gibt es südwestlich Gletsch nach der Strassenbrücke über die Rhone, im ersten Aufschluss am linken Rhoneufer. Die Hornblenditschollen kommen ausschliesslich in der Hauptmigmatitzone von Gletsch vor und zwar liegen sie zeilenförmig angeordnet auf einer Linie, die über den "Arsch" an die Strassenbrücke unterhalb Gletsch hinabzieht und von dort hinauf auf die Twäregg. Das Nebengestein der Hornblenditkissen mit ihren aplitischen Schalen ist fast immer Hornblendegabbro; manchmal aber auch Neosom: In diesen Fällen liegt aber Hornblendegabbro in unmittelbarer Nähe derselben.

Der Mineralbestand: HG: Grüne Hornblende

NG: Diallag, Pyrit, Hämatit, Ilmenit, Biotit, Epidot, Quarz, Chlorit, Calcit

Hornblende: Es ist eine gewöhnliche grüne, mit dunkelgrün bis gelblichbraunem Pleochroismus. Die kurzprismatischen Hornblendeindividuen können eine Länge bis zu 0,8 cm erreichen und weisen, wie fast alle hornblendeführenden Gesteine des untersuchten Gebietes Ränder von fast farbloser Hornblende auf, die den gewöhnlichen grünen Amphibolen mit etwas verschiedenen optischen Eigenschaften anliegen. Lichtbrechungsmessungen ergaben die gleichen Resultate, die schon bei den Epidot-Amphiboliten erzielt wurden: Bei den grünen Hornblendenden misst n_{α} (an Spaltblättchen) 1,668, während das n_{α} für die farblosen Anwachsränder 1,654 ergab.

Eine höchst instruktive Beobachtung wurde in diesen Gesteinen in bezug auf die farblosen Hornblendenden gemacht. In der Regel bildet sich dieser farblose Amphibol an den Rändern der grünen, älteren Hornblende. Hingegen konnten hier farblose Hornblendenden als ganze, sehr schön idiomorphe Individuen gefunden werden und zwar im Zusammenhang mit Calcitnestern, die mit feinsten Zufuhrkanälen verbunden sind. Die Struktur von Calcit und farbloser Hornblende bildet ein Wachstumsgefüge, das auf Gleichzeitigkeit der Kristallisation schliessen lässt. Selten sehen wir im mikroskopischen Bild Stellen, wo Calcitkörner von einer farblosen Hornblende durchwachsen werden. Dies wiederum zeigt uns an, dass das Hornblendewachstum länger andauerte, als die Platznahme des Calcits. Wenn wir nun unserer Vermutung recht geben, dass die Calcitnester während der alpinen Metamorphose gebildet wurden, so müssen analog dazu die farblosen Hornblendenden eben zu diesem Zeitpunkt gebildet worden sein. Ausschlaggebend zur Lösung der Frage ist nur, ob der Calcit wirklich alpin entstanden ist (unter CO₂-Zufuhr).

Der Hornblendegehalt tritt gelegentlich zugunsten des Chlorites etwas zurück. Oft finden sich auch alle Stadien von Pseudomorphoseerscheinungen von grüner Hornblende in grünen Biotit. Gleichzeitig kann sich auch die in Entmischung begriffene Hornblende an den Biotiträndern farblos entmischen.

Eine Hornblenditprobe, die durch die violett gefärbten, grösseren Hornblendeindividuen auffiel wurde ebenfalls im Dünnschliff untersucht. Es wurde die Beobachtung gemacht, dass die Hornblendekristalle skelettartig von Ilmenit durchwachsen sind. Der Ilmenitanteil kann in gewissen Hornblendekristallen bis zur Hälfte des Gesamtkorn-Volumens einnehmen. Das Erz ist hier verantwortlich für die violette Farbe der Amphibole.

Diallag Mikroskopisch kennzeichnen sich die Hornblendite durch den Nebengemengteil Diallag. Während sämtliche übrigen hornblendeführenden Gesteine keinen Pyroxen führen, konnten in den grossen Amphibolindividuen gut erhaltene reliktsche Kerne von der Grösse bis zu 1 mm gefunden werden.

Optische Eigenschaften: $2V = +55^{\circ}$, farblos, $Z \wedge c = 46^{\circ}$. Nach diesen Daten ist es ein diopsidischer Klinopyroxen. Nach WINCHELL (1956) werden Diopside mit guter {100}-Spaltbarkeit als "Diallag" bezeichnet. Diese Spaltbarkeit ist in unserem Fall recht gut ausgebildet. Die Pyroxene kommen immer nur in grösseren Hornblendeindividuen als fremdgestaltige Kerne vor und sind oft verzwilligt. Tafel 2 Foto 11 und das vergrösserte Detail Foto 12 zeigen, dass die Hornblende die gleiche Zwillingssebene wählt, wie der Pyroxen im Kern. Oft ist der Diallag in Siebstruktur vorhanden mit Hornblende in den "Löchern". In manchen Schliffen wurden Hornblenditen beobachtet, die nicht einen einzigen Kern, sondern siebartig durchsetzt Pyroxenrelikte enthalten. Grüne Hornblende und Diallag sind in diesen Fällen optisch gleich orientiert. W. FEHR hat 1922 die Vermutung ausgesprochen, dass der heutigen Hornblende ein Diallag "zugrunde liegt", ohne dass es ihm gelang, in den ihm zur Verfügung stehenden Schliffen Relikte von Pyroxen nachzuweisen.

Von den Nebengemengteilen können einige lokal sehr stark angereichert sein und zum Hauptgemengteil werden. So zum Beispiel die Sekundärminerale Calcit und Epidot, die Nester und Adern im Gestein bilden können. Wo Titanit auftritt schliesst er in der Regel einen Kern von Ilmenit ein. Pyrit ist makroskopisch stellenweise stark vertreten und bildet bis zu cm^3 -grosse Würfel. Glimmer wie Chlorit und Biotit sind im Allgemeinen spärlich.

Einschlüsse In den Hornblenditen finden sich gelegentlich cm^3 -grosse rosarote feinkörnige Gesteinseinschlüsse: Mikroskopisch unter gekreuzten Polarisatoren ist es ein Aggregat von Klinozoisit (mit tintenblauen Interferenzfarben) und einem Mineral mit nelkenbraunen Interferenzfarben, bei welchem letzterem es sich höchstwahrscheinlich ebenfalls um ein Glied der Epidotreihe handelt. Da die Farbe des Gesteinseinschlusses rötlich ist - man könnte auf Piemontit schliessen - wurde mikrochemisch eine Reaktion auf Mangan durchgeführt. Diese verlief negativ. Lichtbrechungsbestimmungen und eine Röntgenaufnahme ergaben nur Epidot. Für die Rotfärbung käme auch Hämatit in feinsten Schüppchen in Frage. Leider konnte kein solcher nachgewiesen werden. - Eingesprengt in diese Epidotmasse finden sich sehr schön idiomorph ausgebildete farblose Hornblenditen.

Chemische Analysen Die Hornblenditprobe CN 4, die mir in verdankenswerter Weise von Herrn E. Spycher, Chemiker am hiesigen Mineralogischen Institut, analysiert wurde, ist in Tab. 4 verschiedenen Mittelanalysen von Hornblenditen und Pyroxeniten gegenüber gestellt worden. In der Arbeit von D. REYNOLDS (1935) werden gesamthaft 14 Analysen wiedergegeben. Das Mittel wurde jedoch nur aus 9 olivinfreien Intrusivgesteinen errechnet, d.h. eine Probe Augit-Peridotit und 3 Proben von vulkanischen Auswürflingen blieben unberücksichtigt. Die erhaltenen Werte wurden auf hundert umgerechnet.

Es fällt auf, dass generell die al-Zahl der Hornblendite (inkl. unsere Probe CN 4) höher ist, als diejenige der Pyroxenite. Dies spiegelt sich sehr schön im Q-L-M-Dreieck (Fig. 8). Die Hornblenditpunkte weisen ausnahmslos ein kleineres M auf als die Pyroxenite und heben sich deshalb deutlich von diesen ab. In bezug auf das c würde hingegen unser Hornblendit eher zu den Pyroxeniten gehören, die im Allgemeinen einen grossen Calciumgehalt haben. Die si-Zahl ist schwach höher als in den Vergleichsanalysen.

Deutung zur Genese der Hornblendite und Hornblendegabbros

Da unsere Hornblendegabbros und Hornblendite im Feld immer eng miteinander verknüpft sind, soll deren Genese zusammen besprochen werden.

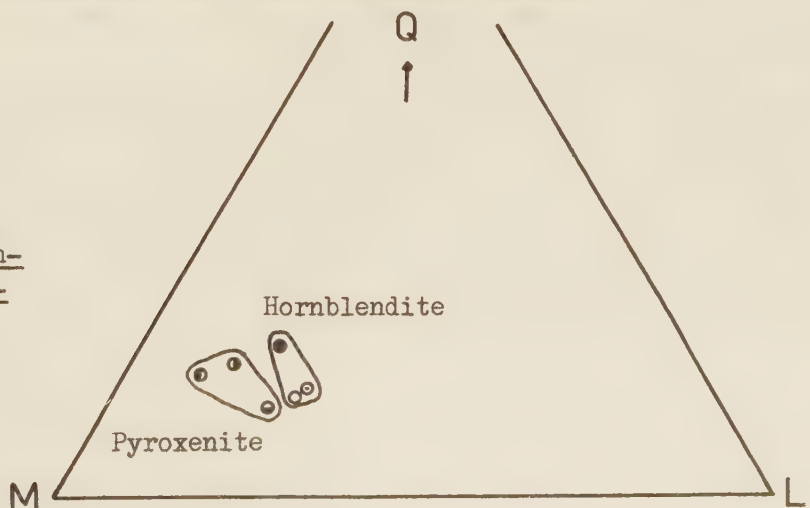
Zunächst die Hornblendite: Der Chemismus entspricht sehr gut einem magmatischen Gestein. Meiner Meinung sind auch die Pyroxenrelikte, die in den grossen Hornblenditen gefunden wurden dazu geeignet, diese Hypothese zu stützen. - Auch der Feldbefund spricht mit einiger Sicherheit für magmatische Entstehung der Hornblendite: Die einzelnen Hornblenditkissen liegen heute isoliert und bilden kein gangförmiges Gebilde. Jedoch deutet die

	<u>CN 4</u> ●	<u>R.9/H</u> ○	<u>D 82</u> ○	<u>Rey</u> ●	<u>R.13/P</u> ●	<u>D 85</u> ●
SiO ₂	47.30	43.46	42.80	42.93	47.76	46.93
Al ₂ O ₃	9.60	10.96	10.55	8.06	4.81	6.37
Fe ₂ O ₃	12.00	14.86	15.78	11.54	12.35	14.93
MgO	13.90	13.38	12.48	14.32	18.09	12.13
CaO	12.90	10.50	11.67	14.25	14.94	16.03
Na ₂ O	0.80	1.96	1.89	0.80	0.50	0.82
K ₂ O	0.38	0.95	1.00	3.23	0.15	0.49
MnO	0.22	0.28	0.24	0.17	0.06	0.20
TiO ₂	0.26	2.17	1.62	2.15	0.52	0.97
P ₂ O ₅	0.01	0.09	0.24	0.76	0.08	0.12
H ₂ O	<u>2.32</u>	<u>1.39</u>	<u>1.73</u>	<u>1.79</u>	<u>0.74</u>	<u>1.01</u>
	<u>99.69</u>	<u>100.00</u>	<u>100.00</u>	<u>100.00</u>	<u>100.00</u>	<u>100.00</u>
si	94	84	82	81	86	91
al	11	12	12	9	5	7
fm	60	60	59	57	65	58
c	27	22	24	29	29	33
alk	2	5	5	5	1	2
k	0.24	0.26	0.26	0.72	0.20	0.28
mg	0.69	0.63	0.61	0.71	0.74	0.61
ti	0.48	3.13	2.31	3.07	0.65	1.40
π	0.69	0.44	0.43	0.26	0.65	0.56
δ	0.23	0.18	0.21	0.27	0.27	0.33
μ	0.53	0.50	0.46	0.48	0.53	0.41
Q	24.5	18.1	17.5	15.2	19.9	22.0
L	19.1	26.0	24.9	21.6	9.6	14.0
M	56.4	55.9	57.6	63.2	70.5	64.0

CN 4	Hornblendit, Gletsch, Magmentyp: pyroxenitisch Analytiker: E. SPYCHER	<u>Geschätzter Mineralbe-</u> <u>stand der Probe CN 4</u>
R.9/H	Mittel von 8 Hornblendit-Analysen aus ROSEN- BUSCH (1922)	Hornblende 90 Vol. %
D 82	Mittel von 11 Hornblendit-Analysen, DALY (1933)	Epidot 7
Rey	Mittel von 9 Biotit-Pyroxenit-Analysen aus REYNOLDS (1935)	Hämatit } Biotit } 3 Chlorit }
R.13/P	Mittel von 12 Pyroxenit-Analysen aus ROSENBUSCH	Pyrit }
D 85	Mittel 14 Diallagit-Analysen aus DALY (1933)	

Tab. 4 Chemische Analysen von Hornblenditen u. Pyroxeniten

Fig. 8 Q-L-M-Dreieck
mit eingetragenen Horn-
blendit und Pyroxenit-
Analysen



räumliche Anordnung der Kissen auf einer Linie darauf hin, dass ursprünglich eine magmatische Intrusion entlang einer vorgezeichneten Linie erfolgte. Dass ursprünglich eine zusammenhängende Gangfüllung vorlag, die bei der Migmatitisierung oder in einem späteren Zeitpunkt im Streichen der heutigen Schieferhülle auseinander gezogen wurde, kann nur vermutet werden.

FEHR bezeichnet die Hornblendite auch als "metamorphe Pyroxenite". Es darf unserer Ansicht nach jedoch nicht angenommen werden, dass das Gestein ursprünglich ein reiner Pyroxenit war. Höchstwahrscheinlich ist es jedoch, dass ehemals ein grösserer Anteil an Pyroxen vorhanden war als heute.

Die genetische Rolle der Hornblendegabbros kann nicht eindeutig festgelegt werden. Es ist jedoch höchst wahrscheinlich, dass sie genetisch und zeitlich zum gleichen Intrusionszyklus wie die Hornblendite gehören. Zeitlich muss die Intrusion vor der Phase der Migmatitbildung stattgefunden haben, wobei über die Länge der Zeitspanne nichts ausgesagt wird. Mehr kann in unserem Fall in bezug auf die Hornblendegabbros nicht geschlossen werden.

dl. Helle Schale der Hornblendite

Wie schon eingangs erwähnt, legt sich um die Hornblendite stellenweise eine fast weisse, 2 - 5 cm dicke Gesteinsschale. Unmittelbar am Kontakt gegen den Hornblendit beobachten wir am Rand der Schale die gleichen rosaroten Flecken, wie wir sie als Einschlüsse in den Hornblenditen schon beschrieben haben. Das mikroskopische Bild ist ähnlich demjenigen der alten aplitischen Adern (s.S.26). Am Rand gegen die Hornblendite finden sich in einer ca. 2 mm breiten Zone neben den Epidotanhäufungen feine Schüppchen eines Glimmers mit einem Pleochroismus farblos-gelblich/hellgrün. Es dürfte sich nach einem mikrochemisch durchgeführten Chrom-Nachweis um den Chromglimmer Fuchsit handeln. Diese Glimmerführung bleibt beschränkt auf die innere Fläche der Schale. Gegen die äussere Fläche findet er sich nicht mehr. Hier bildet die Schale ein feinkörniges Grundgewebe aus Serizit und Quarz mit grossen, gut ausgebildeten Pistazitsäulchen, die in ihrer Vielzahl und Unorientiertheit ein intersertales Gefüge bilden. Die glasklaren Pistazitsäulchen schliessen in der Regel einen dunkelgrau bis fast schwarzen, länglichen, nicht identifizierten Einschluss ein.

Die Entstehung der hellen Schale muss verknüpft sein mit der Bildung der Hornblenditkissen. Wenn also, wie auf S.30 oben genetisch gedeutet wurde, ursprünglich ein zusammenhängender Pyroxenit- oder Hornblenditgang vorlag, der während der Migmatitisierung auseinander gezogen und in einzelne Kissen aufgelöst worden ist, muss sich die helle Schale zu diesem Zeitpunkt, d.h. während der Migmatitisierung gebildet haben.

e. Aktinolithschollen

In der Uebergangsfazies von den Quarzdioriten zur Hauptmigmatitzone von St. Niklaus, nahe der Strasse (Koord. 670.60/155.55) finden sich zeilenförmig angeordnet einige länglich ausgezogene Aktinolithschollen mit einer Länge von 10 - 30 cm. Sie liegen in unruhigen, quarzdioritischen Gesteinen, die hier, gegen die Migmatite zu, schon keine blaugrauen Feldspäte mehr führen (s.S.49).

Mikroskopisch ist zu ca. 95 Vol.-% ein sperriges Gefüge von fast farblosem, schwach pleochroitischem Aktinolith mit einem n_{α} an Spaltblättchen von 1.650 vorhanden. Zirka 2 - 3 Vol.-% Apatit und 3 % brauner Biotit bilden den Rest der Gemengteile.

E. NIGGLI (1944, S.162) fasst die Strahlsteinschieferlinsen im Tavetscher Zwischenmassiv als "alpin-metamorphe gequetschte Pyroxenitgänge,....." auf. In bezug auf die Genese unserer Aktinolithschollen schliesse ich mich der Ansicht von E. NIGGLI an. Im übrigen sei auf die Deutung zur Genese der Hornblendite in vorliegender Arbeit (S.29) verwiesen.

f. Epidosite

Makroskopisch sind es grüngelb- bis olivfarbene Gesteine, die meist in Adern zwischen den übrigen Anteilen der Migmatite vorkommen. Die Dicke der Gängchen übersteigt kaum 5 cm. Gelegentlich finden sich auch bis faustgrosse Knollen vom selben Material. Aus der Aufstellung S.43 entnehmen wir, dass Epidosite etwa 3 % des gesamten Migmatitvolumens einnehmen.

Der Mineralbestand der chemisch analysierten Probe ist:

HG: Pistazit (85), Quarz (5)
 NG: Titanit (3), Chlorit (2), Orthit, Pyrit, Hämatit, Apatit, Piemontit
 (zusammen 5)

Der Epidot ist im Dünnschliff gelblich, schwach pleochroitisch und optisch negativ. Wir haben also das eisenreiche Glied der Epidotreihe, den Pistazit vor uns. Dies geht übrigens auch aus dem grossen Fe_2O_3 -Gehalt von 9,06 % in der chemisch analysierten Probe deutlich hervor. - Der Pistazit bildet ein Agglomerat von kleinen, schlecht idiomorphen Körnern. Grössere Körner von Pistazit sind in Gängchen durch das Gestein angeordnet.

Quarz hat meist unregelmässige, amöbenartige Formen. Ebensolche runde (Korrosions-)Formen haben grössere Titanitkristalle. Der Chlorit hat einen starken Pleochroismus von blaugrün zu grünlichgelb. Akzessorisch wurde fraglich ein einziges kleines Korn von Piemontit gefunden. Das Korn hat die für Piemontit charakteristische Farbe des Karminrot bis Rosa.

Die chemische Analyse:

SiO ₂	53.00	si	149	Epidosit Probe CN 514
Al ₂ O ₃	18.20	al	30	
Fe ₂ O ₃	9.03	fm	20.5	
MgO	0.32	c	49	
CaO	16.23	alk	0.5	Fundort: Strassen- kehren unterhalb Gletsch
Na ₂ O	0.05	k	0.50	
K ₂ O	0.13	mg	0.06	
MnO	0.08	ti	1.52	
TiO ₂	0.75	π	0.97	Analytiker: C. NIGGLI
P ₂ O ₅	0.38	χ	0.45	
H ₂ O	0.79	μ	0.03	
CO ₂	0.06			
	<u>99.02</u>	Q	45.6	
		L	32.4	
		M	22.0	

Tab. 5 Chemische Analyse eines Epidosites

Zum palaeosomen Alter: Die Epidosite gehören zum Palaeosom der Migmatite. Sie unterscheiden sich in feldgeologischer Sicht deutlich von den alpinen Epidotadern. Oft fügen sich die Epidosite in die allgemeine Streichrichtung ein, während die alpin gebildeten Epidotadern in allen Richtungen, vorwiegend aber in der Richtung der Zerrklüfte das Gestein durchziehen.

g. Biotitgneise, Granodiorite und Quarzdiorite

Auf Grund feldgeologischer Kriterien wurde versucht, die Vielfalt der gneisigen Gesteine innerhalb des Palaeosoms der Hauptmigmatitzonen zu gliedern. Es muss jedoch vorweg genommen werden, dass Uebergänge von einer Gesteinsart in die andere relativ häufig sind und es nicht einfach ist, Typusgesteine aufzustellen. Recht deutlich geht diese Tatsache aus Tab. 6 hervor. Gesteine, die feldgeologisch und makroskopisch einer bestimmten Gruppe zugeteilt wurden, unterscheiden sich voneinander wesentlich in ihrem Mineralbestand. Primat bei der Einteilung erhielten vor allem Struktur und Korngrösse der Gesteine.

Die Resultate des feldgeologischen Befundes und der mikroskopischen Untersuchungen wurden in Tab. 6 zusammengestellt und sollen besprochen werden:

1. In der ersten Gruppe sind mittelkörnige, gneisige, teils homogene, teils gebänderte Gesteine. Die Bänderung ist immer parallel der Vergneisung und ist entweder migmatitisch entstanden oder älter.
2. Im Gegensatz zu den obigen Gneisen sind die Gesteine der zweiten Gruppe massig und

in der Regel grobkörnig granitisch. Ein vormigmatitischer Granodiorit oder Quarzdiorit könnte nach dem allgemeinen Charakter der Gesteine unter Umständen angenommen werden. Im Unterschied zum später zu beschreibenden "Granit vom Typus Engi" ist dieser hier grobkörniger, dunkler und inhomogener schon im Handstückbereich.

3. Es sind feinkörnige, schwach schiefrige Gesteine, die im Feld als Adern, Wülste und meist rundliche Körper auftreten. Durch ihre charakteristische mausgraue, homogene Farbe und ihre Feinkörnigkeit stechen sie recht deutlich von den übrigen Biotitgneisen ab. Es ist das einzige Gestein, das gefältelte Quarzadern einschliesst. In der Regel haben diese Gesteine biotitquarzdioritische Zusammensetzung. An einer Stelle unterhalb Gletsch (siehe Fig.4) konnte beobachtet werden, wie dieser feinkörnige "Biotit-Quarzdiorit" diskordant neosome Aplite und palaeosome Amphibolite abschneidet. Diese Tatsache hat vorerst die ganze Neosom/Palaeosom-Abfolge in zeitlicher Sicht in Frage gestellt. Es ist das einzige Beispiel, das im untersuchten Gebiet gefunden wurde, wo ein palaeosomes Gesteine Aplite abschneidet, aber es muss nichts desto weniger erklärt werden. Wie schon früher erwähnt, findet der Verfasser in diesem Beispiel den nochmaligen Beweis, dass zur Zeit der Migmatitisierung fast alle heute als Migmatite vorliegenden Gesteine teilweise in einem mehr oder weniger mobilen Zustand sich befanden (mobil gewordenes Palaeosom). Das heisst, dass es sehr wohl möglich ist, dass nicht nur während, sondern auch noch nach der Hauptphase der Migmatitisierung, auf jeden Fall aber vor der endgültigen Verfestigung der Migmatite, Bewegungen stattfanden. Genau in diese Zeit der Bewegungen fällt auch die Bildung der ptygmatischen Fältelungen. Ihr Verlauf und ihre Formen sind ein Spiegel der stattgefundenen Bewegungen.
4. Die Verbreitung von Augengneisen, wie sie schon von HUTTENLOCHER (1947) beschrieben worden sind, ist in den ganzen südlichen Schiefern und Gneisen des Aarmassivs eine allgemeine Erscheinung. Es ist deshalb nicht erstaunlich, wenn sie nicht nur als einheitliche Komplexe, sondern auch als Komponenten in den Migmatiten auftreten. Fig. 8 zeigt eine solche Scholle von Augengneisen einerseits im Kontakt mit aplitischem Neosom, andererseits am Intrusivkontakt mit dem Granit vom Typus Engi. In ihrer mineralogischen Ausbildung sind sie gleich wie die Augengneise von Grimsel-Längis. Man halte sich deshalb für die mineralogische und petrographische Beschreibung an dieses Kapitel (s.S.73).

Mikroskopische Beschreibung der gneisigen Gesteine (inkl. massige Granodiorite und Quarzdiorite, exkl. Augengneise).

Quarz ist immer Hauptgemengteil. Jedoch schwankt vor allem in den gebänderten Proben sein Anteil beträchtlich von den dunklen zu den hellen Bändern, auf Kosten oder zu Gunsten der dunklen Gemengteile (Biotit).

Plagioklas ist durchwegs Albit bis Oligoklas. Sein Zustand kann in der gleichen Probe sehr stark variieren. Oft treten frische Plagioklase mit Zwillingslamellierung auf; meist sind die Feldspäte leicht bestäubt mit Saussurit und Serizit. Der Umwandlungsgrad kann sehr hoch gehen, jedoch nie so weit, wie wir es von den Amphiboliten her kennen, wo überhaupt nur noch ein Haufwerk von Umwandlungsprodukten vorhanden ist.

Biotit Es wurde versucht, auf Grund der Biotit-Farbe die vorliegende Einteilung zu stützen, was jedoch misslang. Die Farbe des Biotits kann von Probe zu Probe variieren mit allen Uebergängen von intensiv goldgelb über olivgrün bis grün. Die Kornlage gibt in den Gneisen die Schieferung an, die Korngestalt ist länglich ausgezogen. In den nicht texturierten Proben sind die Biotite meist kleiner aber besser kristallographisch ausgebildet.

Wo Kalifeldspat auftritt ist er immer als wesentlicher Gemengteil, nie als Nebengemengteil vorhanden. Es ist entweder ein Kalifeldspat-Perthit oder ein Mikroklin mit der charakteristischen Gitterung. Schachbrettalbitisierung ist nicht selten zu beobachten. Als Perthit in grösseren Kristallen (mehrere Milimeter) schliesst er oft Kristalle von Quarz und Plagioklas ein. Die eingeschlossenen Plagioklase weisen in der Regel einen einschlussfreien Saum auf.

Biotit ist ein Durchläufer in diesen Gesteinen. Er erscheint in Form länglicher, feinkörniger Flatschen- und Schnuraggregate, als Füllung in Plagioklasen und als selbständige grosse Körner, die immer einen gelben Pleochroismus aufweisen. Die optische Bestimmung ergab, dass die feinen Körneragglomerate immer Klinozoisit sind, während die grossen, selbständigen Körner (auch in alpinen Epidot/Calcit-Adern) Pistazit sind.

Serizit ist ebenfalls ein Mineral, das in diesen Schlifffen nie fehlt. In der Regel sitzt er in den Plagioklasen oder er liegt mit dem Biotit zusammen in der Schieferungs-

Gesteinsgruppe (s.s. 31f)	Probe CN	Quarz	Albit/Oligoklas	Biotit	Muskowit	Kalifeldspat	Klinozoisit	Pistazit	Serizit	Calcit	Titanit	Orthit	Erz	Apatit	Chlorit	Sagenit	Bändergneisstruktur	Gneis-Struktur	m mittelkörnig	g grobkörnig	f feinkörnig	Chemische Analyse
1. Mittelkörnige Biotitgneise	222	40	20	10				20	5	x	x	x	x	x				+	m			
	291	10	5	35		5		40	x		x	x	x	x				+	m			
	14	30	20	40				5	x	x	x		x		x			+	m			
	26	35	20	30				10	x	x			x	x		x		+	m			
	591	10	50	5			15	5	5		x	x		x	5			+	m			+
	169	25	25	30			x	5	10		x	x	x	x				+	m			
2. Grobkörnige granodiorit. u. quarzdioritische Gesteine	436h	55	25	5		5	x	5	x		x			x				+	m			
	436d	55	5	20		x	x	15	x		x							+	m			
	48	25	20	20				25	5		x	x	x	x				+	m			
	522	30	50	3				7	5	x	x		x		x			-	g			+
	596	20	35	5			25	x	5			x		x	5			-	g			
	15	20	30	3	5	35		x	x	x	x							-	g			
3. Feinkörnige meist quarzdioritische Gesteine	296	35	45	7			3		5	x					x			-	g			
	41	35	35	5	3	10	x	x	5	x	x				x			-	g			
	154	40	15	8		5	25				x	x			x			-	m			
	23	10	50	17			10	5	x		x	x		x	3			+	f			
	332	10	50	25			7	3	x		x	x		x				+	f			

Tab. 6 Mineralhäufigkeit in Biotitgneisen und Graniten

richtung der Gneise. Vorerst massig erscheinende Gesteine zeigen unter dem Mikroskop fast immer feinste Serizit-Schüppchen, die schwach planar angeordnet sind.

Calcit kann einerseits als zwickelfüllende eckige Körner, andererseits in dem Gestein zugeführten Adern zusammen mit Epidot in Erscheinung treten.

Titanit ist der Gemengteil, der fast in allen Proben auftritt. In den dunklen Bändern der Probe 436d (Gruppe 1) wurde die interessante Beobachtung gemacht, dass die hier meist gut idiomorphen Titanitkristalle mit ihren Längsachsen durchwegs leicht von der Biotiteinregelung und der Bänderungsrichtung abweichen. Daraufhin wurden 141 Titanite, 60 Epidotschnüre, 128 Biotite in ihrer längsten Achse und die Bänderung in einem Dünnschliff $\perp$ der Bänderung eingemessen. Die Messungen bestätigten die Vermutung. Die Richtung des Mittels der Biotiteinmessungen, der Epidotschnüre und der Bänderung korrespondieren mit einer Abweichung von $\pm 1^\circ$, währenddem die Richtung der Titanite im Mittel mit 15° von dieser Einheitsrichtung abweicht. Im Rahmen dieser gefügekundlichen Beobachtung sind indessen die Schlüsse, die aus diesem evident vorhandenen Strukturelement gezogen werden können, nicht eindeutig. Immerhin darf ein Vergleich angestellt werden: Mein Studienkamerad A. ARNOLD hat im Rahmen seiner Dissertation im nordöstlichen Gotthardmassiv Kreuzschichtungen in Kalksilikatlinsen gefunden. Unter dem Mikroskop wird die Richtung der Schichtung innerhalb der Kreuzschichtung hauptsächlich durch eine planare Anordnung von Titanitkörnern bestimmt. Es wäre also in Anlehnung an ARNOLD's Kreuzschichtung sehr wohl möglich, dass auch in unserem Fall die diskordant zur Bänderung geregelten und zeilenförmig angeordneten Titanite ein letztes Relikt einer

Tab. 7 Chemische Analysen eines Granodiorits und eines Biotitgneises

	CN 596	CN 591	
SiO ₂	65.56	58.00	<u>CN 596</u> Grobkörniger Granodiorit; Kehren unterhalb Gletsch. Koord. 670.30/156.70 Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: farsunditisch <u>Geschätzter Mineralbestand</u> Plagioklas 35 Vol.-% Epidot 25 Quarz 20 Biotit 5 Chlorit 5 Serizit 5 Orthit, Apatit 5
Al ₂ O ₃	17.60	18.01	
Fe ₂ O ₃	2.81	4.76	
MgO	1.52	3.42	
CaO	4.85	6.30	
Na ₂ O	4.60	4.65	
K ₂ O	0.85	1.14	
MnO	0.05	0.07	
TiO ₂	0.48	1.06	
P ₂ O ₅	0.18	0.48	
H ₂ O +	0.40	1.48	
H ₂ O -	0.09	0.26	
CO ₂	0.17	0.30	
	<u>99.16</u>	<u>99.93</u>	
si	261	185	
al	41.5	34	
fm	18	28	
c	20.5	21.5	
alk	20	16.5	
k	0.11	0.14	<u>CN 591</u> Gebänderter mittelkörniger Biotitgneis; Kehren unterhalb Gletsch. Koord. 670.30/156.70 Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: quarzdioritisch <u>Geschätzter Mineralbestand</u> Plagioklas 50 Vol.-% Epidot 20 Quarz 10 Biotit 5 Chlorit 5 Serizit 5 Apatit, Orthit, Titanit 5
mg	0.51	0.59	
ti	1.44	2.58	
π	0.33	0.34	
δ	0	0.08	
μ	0.36	0.48	
Q	50.3	40.3	
L	42.2	44.6	
M	7.5	15.1	

ehemaligen Schichtung darstellen. Sicher ist dies keineswegs, jedoch würde es in unsere Hypothese hineinpassen, nach der ein Teil der gneisigen und amphibolitischen Anteile des migmatitischen Palaeosoms sedimentären Ursprungs sind.

Zwei Orthit-Körner, die in diesem Dünnschliff CN 436d gefunden wurden, regeln sich mit dem Titanit zusammen in das Gefüge ein. Im übrigen ist Orthit ein allgemein verbreitetes Akzessorium, das nicht selten auch in Verwachsungen mit Epidot vorkommt.

Als Erz ist in der Hauptsache Pyrit, gelegentlich auch etwas Hämatit vorhanden. Apatit ist ein wesentlicher Bestandteil dieser Gesteine. Der Gehalt kann sehr gross werden (in gewissen Fällen bis zu 15 Vol.-%). Er gesellt sich gerne zusammen mit dem Biotit, in den er oft in guter Eigengestalt eingeschlossen ist. - Grüner Chlorit ist meist ein pseudomorphes Produkt nach Biotit und ist auch oft mit diesem verwachsen. Im Dünnschliff CN 26 schliesst sowohl der Biotit, wie auch der Chlorit Nadeln von "Sagenit" ein.

In bezug auf die Genese dieser granitischen und gneisigen Gesteine sind wir der Ansicht, dass es sich dabei grösstenteils um sedimentäre Ausgangsmaterialien handelt. Trotz dem Umstand, dass der Chemismus unserer zwei analysierten Proben recht gut Magmentypen von magmatischen Gesteinen entsprechen, scheinen uns Tatsachen, wie z.B. das Vorkommen von Biotitgneisen und Amphiboliten in Wechsellagerung einerseits und hell/dunkel-gebänderte Biotitgneise andererseits genügend Hinweise zu sein, dass wenigstens ein Teil der "granitischen" Gneise metamorphe, sedimentäre Bildungen sind. Wir haben im übrigen schon auf S. 32 darauf hingewiesen, dass andererseits z.B. für die Gesteine der Gruppe 2 Grano-diorite bis Quarzdiorite als vormigmatitisches Ausgangsmaterial angenommen werden könnte.

gl. Die gefältelten Quarzadern

Wie eingangs des Kapitels g schon angedeutet wurde, schliessen die feinkörnigen, quarzdioritischen Gesteine der Gruppe 3 gefältelte Quarzadern in sich ein (s.Fig.4). Es sind zuckerkörnige Gesteine die zu 95 Vol.-% aus Quarz bestehen. Die restlichen 5 % sind - neben Spuren von Serizit und Epidot - verzwillingte Albitkörner, die eingeklemmt auf Haarrissen zwischen dem Quarzkornaggregat liegen. Bemerkenswert ist die Erscheinung, dass die Zwillingslamellen der Plagioklase in den verschiedenen Körnern in einem Haarriss genau gleich orientiert sind, und zwar in der Richtung senkrecht zum Haarrisswändchen. Die Bildung dieser Albite dürfte alpinen Alters sein.

Leider wurden von diesen Gesteinen keine orientierten Handstücke genommen, so dass die im Dünnschliff beobachtete Quarzkorn-Einregelung nicht ausgewertet werden konnte. Immerhin darf angedeutet werden, dass beim Drehen des Mikroskoptisches unter gekreuzten Polarisatoren über den ganzen Dünnschliff hinweg eine kontinuierliche Wellenbewegung der Auslöschung und Aufhellung auffallend ist. Diese Wellenbewegung ist ein Ausdruck einer Mikrofältelung innerhalb der "Gross-Fältelung" der Quarzader.

h. Fuchsitführender Diorit

Auf der Grimsel auf Koord. 669.550/156.235 liegt im Verband mit Biotit- und Chloritphylliten und Hornblendeflasergabbro eine mehrere Kubikmeter mächtige Scholle von fuchsitführendem Diorit. Das Gestein ist weiss bis schwach gelblich, grün gesprenkelt und besteht zu ca. 80 % aus leicht saussuritisiertem Plagioklas. Der gelbliche Unterton rührt vom Epidot, der zu etwa 10 - 15 % vertreten ist. Die durchschnittliche Korngrösse beträgt: ϕ 1,5 mm.

Die Nester von grünem Chromglimmer bestehen aus einer Anhäufung von feinsten Schüppchen. Durch die leicht blassgrünliche Färbung lässt sich Fuchsit auch im Mikroskop vom ungefärbten gewöhnlichen Muskowit unterscheiden. Es wurde eine mikrochemische Reaktion zum qualitativen Nachweis von Chrom durchgeführt. Die Probe wurde zusammen mit Na_2CO_3 in einer Platinschale erhitzt und der entstandene abgekühlte Kuchen in Schwefelsäure 1 : 4 aufgenommen. 1 Tropfen Diphenol-Carbazid ergab als Chrom-Nachweis eine starke

positive Reaktion, d.h. Violettfröbung.

Als weiterer Gemengteil ist ein opakes Mineral vorhanden, das mit Vorliebe in den Fuchsitnestern sitzt. Gelegentlich sind als Untergemengteil noch einige Schüppchen Biotit anwesend.

2. Neosom - Junge Aplite

Stellung und Merkmale dieser Aplite wurden bereits weitgehend in Kapitel "Die hellen Bestandesmassen...." S.16ff besprochen, so dass hier nur noch auf Einzelheiten und auf die Beschreibung der Mineralien eingegangen wird.

Meist sind die Aplite fein- bis mittelkörnig, oft aber nehmen sie mit fliessenden Uebergängen oder nesterartig pegmatitischen Charakter an. So sind in diesen Apliten Kalifeldspat-Perthite von drei und mehr Zentimeter in ihrem grössten Durchmesser keine ausgesprochene Seltenheit. Wie schon auf S. 17 bemerkt, sind die Grenzen des aplitischen Neosoms oft unscharf. Man kann im Feld die schönsten Uebergänge von einem weissen Aplit in dunkle Biotitgneise hinein verfolgen; ein Hinweis dafür, dass ein Anteil des Palaeosoms bei der neosomen aplitischen Durchaderung angeschmolzen, korrodiert und assimiliert wurde.

In Tab. 8 sind die geschätzten Mineralbestände von 8 jungen Apliten zusammen gestellt. Zur Vergleichsmöglichkeit sind in die Tabelle ebenfalls 2 jüngste Aplite (vermutlich zentralaaregranitisch) aufgenommen worden. Diese werden auf S.41 besprochen.

CN	25	6	26	286	177	525	567	523	40	432
Quarz	50	45	30	40	40	30	40	35	45	35
Plagioklas	30	40	20	30	55	60	40	45	40	45
Kalifeldspat	15	5	45	25	+		15	15	4	10
Epidot	+	2	+	+	+	4	+	+	2	+
Chlorit	+		+	+	+	2	+		+	
Biotit	+	+			+	+	+			
Muskowit		3							2	2
Serizit	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Apatit								+	+	
Calcit		+				+				+
Orthit		+							+	
Titanit	+		+	+		+				+
Granat										+
Aktinolith						+				

Tab. 8 Mineralhäufigkeit in neosomen und jüngsten Apliten

Mikroskopische Beschreibung

Plagioklas Er ist meist schwach serizitisiert oder seltener saussuritisiert. Plagioklas mit mehr als 15 % An-Gehalt wurden nie beobachtet. Die Regel bildet ein Albit unter 10 % Anorthit-Gehalt. Gelegentlich wurden Myrmekit-Symplektite als Ausstülpungen in den Kalifeldspat beobachtet. Nach P. NIGGLI (1948, I, S.212) sind dies typische Bilder der Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas unter Quarzausscheidung.

Kalifeldspat tritt in den untersuchten Proben in variabler Menge auf (s.Tab.8), so dass die mineralogische Zusammensetzung der Aplite von granodioritisch bis quarzdioritisch variieren kann.

Epidot ist fast in allen Proben Pistazit, weniger häufig auch Klinozoisit. Er bildet sowohl Korn-Nester wie auch einzelne rundliche Körner. Biotit ist immer braun; seine Form ist nicht gut tafelig ausgebildet. Granat wurde in pegmatitischen Partien des Neosoms in gut ausgebildeten Kristallen schon makroskopisch angetroffen, ist aber selten.

Aktinolith wurde als feine nadelige Kristalle in einem Dünnschliff gefunden, nämlich dort, wo der Aplit sichtbar amphibolitisches Nebengestein resorbiert hat. Der Aplit hat bei seinem Eindringen Hornblendesubstanz verdaut und später diese als Aktinolith wieder auskristallisiert. Die Aktinolithnadeln sind zum Teil in Quarz, zum Teil in Plagioklasen eingebettet. Sie durchwachsen Korngrenzen.

SiO ₂	76.05	si	440	<u>Probe CN 6</u> Neosomer Aplit, Haupt- migmatitzone von Gletsch. In den Kehren unterhalb Gletsch. Magmentyp: quarzdioritaplitisch Analytiker: C. NIGGLI
Al ₂ O ₃	14.06	al	48	
Fe ₂ O ₃	0.58	fm	6.5	
MgO	0.46	c	10.5	
CaO	1.73	alk	35	
Na ₂ O	5.43	k	0.14	
K ₂ O	1.30	mg	0.58	
MnO	0.02	ti	-	
TiO ₂	0.01	π	0.13	
P ₂ O ₅	Sp	γ	0	
H ₂ O -	0.18	μ	0.28	
H ₂ O +	0.14	Q	59.0	
	<u>99.96</u>	L	38.6	
		M	2.4	

Tab. 9 Chemische Analyse eines jungen (neosomen) Aplites

Chemische Analyse

Der analysierte Aplit CN 6 wurde mit sieben Aplit-Analysen aus dem Aarmassiv (NIGGLI P., QUERVAIN F.de und WINTERHALTER R.U., 1930) verglichen. Es zeigte sich, dass der Silizium-Gehalt aller sieben Proben niedriger ist und zwar im Durchschnitt um 4,6 % tiefer als der SiO₂-Gehalt der analysierten Probe. Ferner weisen alle sieben Vergleichsanalysen aus dem Aarmassiv einen viel höheren Kaliumgehalt auf als die Probe CN 6. Der Durchschnitt der Vergleichsanalysen ist 4,1 %, während unsere Probe den extrem niedrigen Wert von 1,3 % aufweist. Später wird gezeigt, dass alle analysierten Gesteine der Hauptmigmatitzone von Gletsch niedrige k-Werte aufweisen. Wie die Tab. 8 zeigt, muss es allerdings auch Aplite geben, die höhere K₂O- und niedrigere SiO₂-Gehalte haben; es darf in diesem Sinne also nicht verallgemeinert werden.

3. Der Granit vom Typus Engi

Da dieser Granit nicht nur in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus, sondern auch in den Syeniten und in den Gneisen von Grimsel-Längis als Intrusivkörper auftritt, soll in einem speziellen Kapitel "E" die makroskopische und mikroskopische Beschreibung, die chemischen Analysen und ein Vergleich mit dem Baltschiedergranit im westlichen Aarmassiv gegeben werden. Es wird deshalb hier nur kurz auf seine genetische Stellung innerhalb der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus eingegangen:

a) Geographische Verbreitung, Form und Grösse der Intrusivstöcke

Der Engigranit bildet in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus kleinere und grössere Intrusivstöcke, die alle in der näheren Umgebung des Kalten Kehrs liegen. Unter den Migmatiten hängen möglicherweise alle diese Stöcke miteinander zusammen. Die NE-SW-Längserstreckung aller Vorkommen zusammen beträgt ca. 1 km. Die Form der einzelnen Stöcke ist unregelmässig; der Granit ist ins Nebengestein verzahnt; die Kontakte sind scharf.

b) Der Granit als "Heizkörper" in den Migmatiten

Wir nehmen an, dass der Engigranit bei seiner Intrusion das Nebengestein (die Hauptmigmatite) stark erwärmte und in nächster Nähe partiell aufschmolz. Unsere Gründe zu dieser Annahme sind folgende:

- Bildung von grobporphyrischen Granodioriten in der nächsten Umgebung des Granits (siehe nächstes Kapitel: es besteht allerdings eine geringe Möglichkeit, dass diese Gesteine intrusive Vorläufer des Engigranits sind).
- Massenhaftes Auftreten von porphyrischen Kalifeldspäten und von pegmatitischen Adern im migmatitischen Grundgewebe
- In der Hauptmigmatitzone von Gletsch, wo der Granit nicht vorhanden ist, finden sich nur vereinzelte porphyrische Kalifeldspäte und sehr wenige pegmatitische Adern.
- Fehlen von amphibolitischen Gesteinen rings um die Intrusivstöcke. Es sind amphibolitähnliche Gesteine vorhanden, aber bei näherer Untersuchung erweist sich der dunkle Gemengteil als Biotit: Bei der Intrusion des Granits wurden die Migmatite in einem Umkreis von ca. 50 m erwärmt; die Hornblenden blieben in diesem Bereich nicht stabil (H_2O -Zufuhr) und wandelten sich in Biotit um. Die Struktur und Textur der ehemaligen Amphibolite blieb aber erhalten.

Leider ist es im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, alle diese Erscheinungen, die im Nebengestein des Engigranites beobachtet wurden, detailliert zu untersuchen. Eine eingehende Beschreibung und Deutung des Kontakthofes - denn offensichtlich ist es ein solcher - des Engigranites dürfte eine Arbeit für sich darstellen. Es sei hier lediglich nur noch erwähnt, dass wir uns für die oben erwähnte Mobilisierung und Ansammlung von kalifeldspatbildendem Material auf unsere detaillierten Untersuchungen in der Syenitzone stützen (s.S.55 ff). Dort wurden Syenite vom Engigranit erwärmt und es bildeten sich Syenit-Restite und Quarz-Kalifeldspat-Metatekte. Hier sind es grobporphyrische Granodiorite, porphyrische Kalifeldspäte im migmatitischen Grundgewebe und Pegmatite. Wegen der wesentlich komplizierteren Verhältnisse in den Hauptmigmatitzonen (Palaeosom, Neosom) und wegen der ungenügenden Untersuchung verzichten wir darauf, hier von Restiten (umgewandelte Amphibolite z.B.) und Metatekten (Pegmatite) zu sprechen.

Einen gewissen Gegensatz der Aussagen sehen wir einerseits in den scharfen Kontakten des Engigranites zum Nebengestein, andererseits in der metatektischen Wirkung des Granites auf das Nebengestein. Es scheint mir jedoch sehr wohl möglich zu sein, dass ein Granit nur als Wärmequelle wirkt, sonst aber nicht mit dem Nebengestein reagiert. - Es sei jedoch hier nochmals mit Nachdruck darauf hingewiesen, dass die eigentliche Migmatitisierung nicht durch den Engigranit verursacht wurde, sondern älter ist.

4. Grobporphyrischer Granodiorit

In der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus treten Gesteine auf (sie sind auf unserer geologischen Karte nicht ausgeschieden), die sich von den bereits beschriebenen palaeosomen Gesteinen in mancher Hinsicht unterscheiden. Es sind grobporphyrische Granodiorite in oft schlieriger Ausbildung mit grossen, idiomorphen und kleinen xenomorphen Kalifeldspäten, deren Kantenlängen bis zu 5 cm erreichen können. Die schönsten Vorkommen liegen alle in unmittelbarer Nähe des Kalten Kehrs. Sie sind an der Strasse wiederholt auf Längen bis zu 10 m aufgeschlossen. In der Hauptmigmatitzone von Gletsch fehlen diese Gesteine völlig. Ferner gibt es einige kleinere Vorkommen am neuen Weg, der vom Kalten Kehr auf die Grimsel führt und zwar im ersten Strassenabschnitt vor der ersten Rechtskehre. Die grobporphyrischen Granodiorite sind hier eng verknüpft mit den Migmatiten. Es wurden fliessende Uebergänge vom Granodiorit sowohl in das aplitische Neosom, sowie in die palaeosomen Anteile der Migmatite beobachtet. Scharfe Grenzen zum Nebengestein wurden nie beobachtet. Die oben beschriebene schlierige Ausbildung manifestiert sich in unregelmässigen hellen und dunklen Bändern und Schlieren in denen die grossen Kalifeldspäte liegen.

Von den in den Migmatiten ebenfalls auftretenden Augengneisen unterscheiden sich die grobporphyrischen Granodiorite durch ihren wesentlich höheren Gehalt an Biotit. Ferner ist die Grösse der Feldspäte in den Augengneisen meist mehr oder weniger konstant, während hier - planar ausgedrückt - kleine 1 cm^2 grosse Kalifeldspäte neben grossen,

15 cm² und mehr messenden Individuen liegen. In der guten Eigengestalt grösserer Kristalle liegt gegenüber den Feldspäten in den Augengneisen, die meist ausgewalzte Porphyroblasten sind, ein wesentlicher Unterschied. Ebenso unterscheiden sich diese Gesteine von den granodioritischen Grobporphyroblastengneisen (s.S. 72) und zwar in makroskopischer, wie in mikroskopischer Sicht. Der Hauptunterschied liegt in den viel grösseren Kalifeldspäten mit eingeregelter Einschluss-Plagioklasen der grobporphyrischen Granodiorite.

Der Mineralbestand Im Feld wurde der prozentuale Anteil der Gesteinsanteile ermittelt (= Vol.-%-Zahl hinter der Bezeichnung des Gesteinsanteils), während unter dem Mikroskop der Mineralbestand der jeweiligen Gesteinskomponente geschätzt wurde:

Helle Schlieren (35 Vol.-%)

- 40 Vol.-% Quarz
- 35 Vol.-% saussuritisierte Plagioklas
- 10 Vol.-% Kalifeldspat
- 10 Vol.-% Biotit
- 5 Vol.-% Nebengemengteile (Titanit, Pyrit, Epidot)

Dunkle Schlieren (50 Vol.-%)

- 50 Vol.-% Biotit (inkl. Chlorit)
- 25 Vol.-% saussuritisierte Plagioklas
- 10 Vol.-% Kalifeldspat
- 10 Vol.-% Quarz
- 5 Vol.-% Nebengemengteile (Titanit, Pyrit, Epidot)

Porphyrische Kalifeldspäte (15 Vol.-%)

- 75 Vol.-% perthitischer Kalifeldspat
- 20 Vol.-% eingeregelter Plagioklasleisten
- 5 Vol.-% Nebengemengteile (Titanit, Epidot, Biotit, Pyrit, Quarz)

Umgerechnet auf den Gesamt-Mineralbestand ergibt sich eine granodioritische Zusammensetzung von

- 28.50 Vol.-% Biotit
- 27.75 Vol.-% Plagioklas
- 19.75 Vol.-% Kalifeldspat
- 19.00 Vol.-% Quarz
- 5.00 Vol.-% Nebengemengteile

Beschreibung der porphyrischen Kalifeldspäte

Dünnschliff-Foto Tafel 2 Foto 13 zeigt uns unter gekreuzten Polarisatoren einen mehr oder weniger idiomorphen, perthitisch entmischten Kalifeldspat mit zonar eingeregelter z.T. verwilligter Plagioklasleisten. Seltener treten auch rundliche Körner von Plagioklas und Quarz als Einschlüsse im Kalifeldspat auf. Weitere ausgezeichnet zonar eingeregelter Mineralien sind brauner Biotit und briefcouvertförmig ausgebildete kleine Titanitkristalle. Letztere legen sich mit ihrer grössten Fläche genau in die Richtung der eingeregelter Plagioklas- und Biotitkristalle.

Bei den Einschluss-Plagioklasen handelt es sich um Albit/Oligoklas mit einem Anorthitgehalt zwischen 8 und 12 %. Sie sind teilweise polysynthetisch verwilligt und ausnahmslos schwach serizitisiert. Rundliche Körner weisen meist einen einschlussfreien Saum auf.

Zur Genese der porphyrischen Kalifeldspäte

Zur Deutung der zonar eingeregelter Plagioklasen in den Kalifeldspäten halte ich mich an FRASL (1954), der dieser von früheren Autoren des öftern beschriebenen Erscheinung nachgegangen ist und sie erklärt hat. Er schreibt u.a.:

"Kleine, fertige Plagioklasen haben sich an die jeweilige Aussenfläche eines wachsenden Kalifeldspates mit einer grösseren Fläche angelegt und sind dann eingeschlossen

worden. - Das aber ist bei dieser Vielzahl und Grösse von Plagioklasen nur im Schmelzfluss wahrscheinlich. In einer solchen Schmelze sind die Plagioklasse zuerst mehr oder weniger regellos verteilt und orientiert. Wenn sie sich an einen grösseren Feldspat anlegen, dann werden sie sich nach der ersten Berührung so herandrehen, dass Fläche auf Fläche zu liegen kommt."

Das wesentliche Moment an dieser wohl richtigen Deutung scheint mir die Aussage zu sein, dass das Wachstumsmilieu des Kalifeldspates eine Schmelze gewesen sein muss. Richtig erscheint mir, dass über die Vollständigkeit der Schmelze nichts ausgesagt wird.

Unter dem Mikroskop wurde eine Beobachtung gemacht, die dazu dient, FRASL's Deutung zu stützen: Umgeben von mehreren auf 10° genau eingeregelter idiomorphen Albitkristallen fand sich ein solcher, der mit ca. 30° schräg zu dieser Richtung stand. Die mikroskopische Beobachtung ergab, dass - wie bei einem Brett, das mit dem einen Ende auf der Erde liegt und dessen anderes Ende auf einem Stein ruht - ein weiteres rundliches Plagioklas-korn zwischen dem einen Ende der Plagioklasleiste und der Auflagerungsfläche (= ehemalige Wachstumsfläche) lag. Der fertige Plagioklas berührte also mit einer Ecke den wachsenden Kalifeldspat und wurde, als er sich Fläche an Fläche an diesen herandrehen wollte, durch das bereits anlagernde Korn an diesem Vorgang behindert.

Später wird im Kapitel "Augengneise von Gletsch und Grimsel-Längis" gezeigt werden, dass die Einschlussbilder von durch Feldspatsprossung entstandenen Kalifeldspäten wesentlich von den vorliegenden verschieden sind. Das typische Bild der Plagioklasse in gesprossenen Kalifeldspäten zeigt nur runde Formen mit oft einschlussfreien Säumen (idiomorphe eingeregelter Plagioklaskristalle wurden in diesen Augengneisen nie angetroffen, währenddem im fluiden Milieu langsam auskristallisierende Kalifeldspäte streng zonar eingeregelter idiomorphe Plagioklasleisten in sich schliessen. Immerhin ist in vorliegendem Fall neben den eingeregelter Plagioklasen auch ein kleinerer Anteil von rundlichen Plagioklas-körnern mit einschlussfreien Säumen vorhanden, was jedoch in keinem Widerspruch zu unserer Genese steht. Ausschlaggebend ist die An- oder Abwesenheit zonar eingeregelter Plagioklasleisten.

Zur Genese der Grobporphyrischen Granodiorite

Für die Entstehung der Granodiorite scheinen uns zwei Deutungen möglich:

- a) Magmatische Intrusion nach der Migmatitisierung
- b) Aufschmelzung von palaeosomem Gesteinsmaterial. Wärmelieferant war der intrudierende Granit vom Typus Engi

Eine zeitlich vor-migmatitische oder migmatitische Zuordnung der Granodiorite wird einerseits durch die Abwesenheit von Schollen im neosomen aplitischen Verband ausgeschlossen, andererseits durch das Fehlen von durchschlagenden neosomen Apliten. Ein ausserordentlich günstiger Aufschluss zeigte uns, dass der Granodiorit von einem jüngsten Aplit durchschlagen wird, womit uns die obere zeitliche Grenze gegeben ist. Die Zeitspanne, in der der grobporphyrische Granodiorit entstanden ist, erstreckt sich also vom Zeitpunkt der abgeschlossenen Migmatitisierung bis zur Intrusion des jüngsten Aplites.

Eine magmatische Intrusion der grobporphyrischen Granodiorite könnte man während dieser Zeitspanne durchaus annehmen, zumal wir wissen, dass diese Gesteine am heutigen Ort aus einer Schmelze langsam auskristallisiert sind. Wahrscheinlicher scheint uns die zweite Deutung: Im nächst folgenden Kapitel "Syenite" werden wir sehen, dass der Granit Engi, der lamellenartig zwischen Syenitlamellen intrudierte, in den Syeniten eine Metatexis und Umwandlung des Gesteins bewirkte ("Mobilisierung" von Kalifeldspäten und Quarz). Da nun einerseits die grobporphyrischen Granodiorite immer und nur in unmittelbarer Nähe des Engigranites vorkommen (die Entfernung beträgt nie mehr als 20 m) und da andererseits der Engigranit in einem Zeitpunkt der oben erwähnten Zeitspanne in die Migmatite intrudierte, wäre es sehr wohl möglich, dass die grobporphyrischen Granodiorite ein Produkt der Aufheizung durch den Engigranit darstellen. Der Engigranit war nur Temperaturlieferant und nicht Stofflieferant. Stofflich bestehen die Granodiorite aus palaeosomem (und ev. auch neosomem) Material. Diese Interpretation würde auch nicht in

Widerspruch mit der Aussage stehen, dass die porphyrischen Kalifeldspäte in einer Schmelze gewachsen sind und langsam auskristallisierten.

5. Die pegmatitischen Adern

Im vorhergehenden Kapitel S. 38 wurde erwähnt, dass hauptsächlich in der näheren Umgebung der Engigranit-Intrusivstöcke massenhaft pegmatitische Adern auftreten. Auf deren Genese wurde bereits dort eingegangen.

Diese pegmatitischen Adern, die selten über 20 cm Dicke messen, sind meist konkordant zu den palaeosomen Anteilen (Biotitgneise) der Migmatite in diese eingeregelt, durchschlagen diese aber auch oft diskordant.

Die Kalifeldspäte sind meist nicht idiomorph. Sie erreichen Durchmesser bis zu 5 cm. Ganz anders der Quarz, der unter dem Mikroskop ein kataklastisches, verzahntes, mittel- bis grobkörniges Gefüge bildet. - Die Kalifeldspäte sind im mikroskopischen Bild perthitisch entmischt. Seltener wurde Mikroklingitterung festgestellt. Sie haben Einschlüsse von schwach serizitisiertem Albit (5 % An-Gehalt) und seltener auch Quarz. Die Einschluss-Plagioklase haben gelegentlich einschlussfreie Säume. Plagioklas kommt in grösseren Individuen auch im Pegmatit selbst vor. Diese Hauptgemengteile, von denen der Kalifeldspat der häufigste ist, nehmen mehr als 95 Vol.-% des Gesteins ein. Der Rest wird gebildet von Muskowit, braunem Biotit, Titanit, Chlorit, Epidot (Pistazit).

6. Jüngste Aplite

Eine Beschreibung der geologischen Erscheinungsform dieser jüngsten Aplite wurde bereits in Kapitel "Die hellen Bestandesmassen...." S.16ff gegeben. Ebenso finden sich dort die wesentlichen feldgeologischen Unterscheidungsmerkmale zu den jungen, neosomen Apliten.

Auf S.36 sind die Mineralbestände zweier jüngster Aplite in Tab.8 aufgenommen worden, um einen Vergleich zu den neosomen Apliten zu ermöglichen.

Es wurde ebenfalls schon festgestellt, dass sich die jüngsten von den neosomen Apliten mikroskopisch nicht unterscheiden lassen. Die einzige Verschiedenheit der jüngsten zu den neosomen Apliten ist das Auftreten von Muskowit in ersteren, währenddem in den letzteren meist etwas Biotit vorhanden ist. Probe CN 6 bildet die Ausnahme in der Regel.

Für die mikroskopische Beschreibung halte man sich an die Beschreibung unter den "jungen Apliten" S.36.

7. Der Lamprophyr vom Kalten Kehr

Zwischen Oberwald und Gletsch im Kalten Kehr auf Koord. 155.32/670.47 schneidet die Strasse einen 90 cm dicken Lamprophyr an, der noch ca. 20 m nach Norden verfolgbar ist und dann unter der Vegetationsdecke verschwindet. Zwei Meter rechts neben dem angeschnittenen Gang findet sich ein kleinerer Aufschluss eines Ausläufers des ersten Ganges. Der Anschnitt an der Strasse sollte dringlich unter "Hammerschutz" gestellt werden, zeigt er doch schöne Nebengesteinseinschlüsse nahe der linken Gangwand, gut ausgebildete schnell abgekühlte Ränder (chilled margins) und runde Quarz xenolithen, deren Durchmesser bis zu 5 mm erreichen kann.

Im Handstück ist das graubraungrüne, schwach schiefrige Gestein typisch gefleckt bis geflammt. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Flecken als nesterartige Anreicherungen von Biotit. Es handelt sich wohl um deformierte und umkristallisierte Einsprenglinge.

Die Quarz xenolithen bestehen aus einem granoblastischen Gefüge von Quarzkörnern und bilden sphärische Körper, die in die Grundmasse eingebettet sind. Diese ist sehr feinkörnig ($d = 0,07$ mm) und besteht in der Hauptsache aus braunem Biotit, Epidot, Kalifeldspat, Plagioklas, wenig Quarz und grossen, einsprenglingsartig auftretenden Calcitfetzen. Dem jetzigen Mineralbestand nach gehört dieser Lamprophyr in die Gruppe der Kersantite. Nach JOHANNSEN (1937) ist ein Kersantit durch die Mineralien Plagioklas und Biotit gekennzeichnet. Es ist allerdings zu bemerken, dass in unserem Gebiet Biotit, Epidot, Quarz,

Plagioklas u.a. Mineralien alpin gebildet werden konnten und dass das Gefüge den Eindruck einer starken alpinen Ueberprägung macht. Der Mineralgehalt dürfte zum überwiegenden Teil alpin sein und die Bezeichnung "Kersantit" ist also unsicher.

Azimet und Betrag des Fallens sind N65°E/77°E. Ein Lamprophyr, der im Zentralen Aaregranit ob dem Rhonegletscher beobachtet wurde, misst N65°E/70°E, was jedoch noch nicht zu einer genetischen Gleichsetzung berechtigt. Zumal der Lamprophyr vom Kalten Kehr das jüngste Gestein in den Migmatiten ist - er durchschlägt diskordant alle andern Gesteine inkl. neosome Aplite ¹⁾, - liegt die Vermutung nahe, dass er gleichaltrig mit den Lamprophyren des Zentralen Aaregranites ist.

8. Calcitadern- und Linsen; Alpine Klüfte und Erzäderchen

a. Calcitadern- und Linsen

In den Strassenkehren unterhalb Gletsch wurde eine Calcitlinse gefunden, die sich grundsätzlich von den übrigen weiss-körnigen und als Marmoradern beschriebenen Karbonateinlagerungen unterscheidet (s.S.). Die Linse ist 2 cm dick, liegt eingequetscht in der Richtung der Verschieferung und ist randlich von einem Aktinolithsaum begrenzt. Die Karbonatlinse ist durchsetzt von Aktinolithnadelchen auf Adern und von kleinen Erzkörnchen, welche letztere nicht näher identifiziert wurden. Nach dem makroskopischen Befund handelt es sich um Hämatit. Unmittelbares Nebengestein der Karbonatlinse ist ein fast reiner Epidosit.

b. Alpine Klüfte und Erzäderchen

Titanit: Genügend bekannt und ausführlich von GRAESER, NIGGLI E. und STALDER (1963) beschrieben ist der grosse Titanitfund von Gletsch. Die Kluft liegt in der Hauptmigmatitzone von Gletsch, die als titanitreich bekannt ist. So wurden auch vom Verfasser auf verschiedenen kleineren Klüften Titanit gefunden. Begleitminerale waren Adular, Chlorit und Quarz. Das unmittelbare Nebengestein ist Epidot-Amphibolit.

Chrysotil: Beim Kalten Kehr wurde in granitischen Gesteinen auf Koord. 670.55/155.40 eine in der Richtung der alpinen Zerrklüfte liegende Quarzader gefunden. Sie ist beidseitig von einem Epidotbändchen gesäumt und führt Chrysotil (Amianth), der als feinfaserige Büschel auf Quarz aufgewachsen ist.

Ilmenit: Neben verschiedenen anderen Vorkommen wurden zwischen Oberwald und Gletsch in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus auf Koord. 670.50/155.40 grössere Ilmenitvorkommen festgestellt. Das Erz bildet flache, bis handgrosse Platten, die sich an ihre chloritische Unterlage anschmiegen. Daneben ist als Kluftmineral Calcit anwesend.

Bleiglanz: In einem Aufschluss 100 m NW Kalter Kehr, Koord. 670.25/155.33 wurde in einer 1 - 2 cm dicken Quarz-Epidotader, die ihrerseits in granodioritischem Palaeosom liegt, wenig Bleiglanz gefunden. Das Erz liegt in der grobkristallinen schwach durchsichtigen Quarzader. Diese ist beidseitig gesäumt von dünnen Epidotbändchen. Diese Quarz-Epidotadern werden im Aarmassiv allgemein als alpine Bildung angenommen. Allerdings kann im vorliegenden Fall eine eindeutige Alterseinordnung nicht geliefert werden. Ebensowohl kann die Ader mit dem Bleiglanz von einer hydrothermalen Phase im Zusammenhang mit dem Granit vom Typus Engi herkommen.

IV. DIE CHEMISCHEN ANALYSEN UND DEREN INTERPRETATION

Sollen in Migmatitgebieten chemische Analysen durchgeführt werden, ergeben sich nicht unbedeutende Schwierigkeiten. Viele Gesteinsarten gehen kontinuierlich ineinander über und die Glieder dieser Uebergänge haben verschiedenen Chemismus. Es wurde aus diesem Grund vor allem auf die Probeentnahme grösste Sorgfalt verwendet. Zur Auswahl gelangten

¹⁾ exkl. Granit vom Typus Engi und jüngste Aplite (kein Aufschluss).

nur typische Gesteine in typischer Ausbildung. Mineralogische Inhomogenitäten oder Uebergangsgesteine wurden gemieden.

Ferner wurde, um ein Bild vom Volumen der jeweiligen Gesteine zu geben, an einigen Stellen bei Gletsch die Komponenten statistisch ausgezählt. Ermittelt wurden folgende Prozentzahlen:

Hornblendegabbros	28	Vol.-%
Aplite (Neosom)	26	"
Biotitgneise, Granodiorite und Quarzdiorite	17	"
Epidot-Amphibolite	17	"
Quarzadern und alte Aplite	7	"
Epidosite	3	"
Hornblendite	2	"

Diese prozentualen Anteile der einzelnen Gesteine haben nur für die Umgebung von Gletsch Geltung. In der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus ist das Verhältnis stark verändert zugunsten von granitischen Gesteinen auf Kosten amphibolitischer Anteile. Eingeteilt nach Alt- und Neubestand ergibt sich also für die Umgebung von Gletsch:

Palaeosom (vermutlich para)	34	Vol.-%
Palaeosom (vermutlich ortho)	30	"
Palaeosom (metasomatisch?)	10	"
Neosom	26	"

Vorerst wurden die ermittelten Analysen mit entsprechenden Werten aus der Literatur verglichen:

Die Hornblendegabbros entsprechen abgesehen von H_2O -Gehalt gut dem normalen Mittel von olivinfreien Gabbros in DALY (1933, S.17, Nr.55).

Die Hornblendite nehmen chemisch eine Mittelstellung zwischen den verglichenen Hornblenditen und Pyroxeniten ein (s.S.28).

Zu den neosomen Apliten wurden bereits auf S. 37 einige vergleichende Bemerkungen gemacht.

Die Biotitgneise wurden einigen Analysen von Grauwacken gegenüber gestellt (PETTIJOHN, 1957, S.306). Eine annähernde Uebereinstimmung konnte beobachtet werden. Immerhin ist hier nochmals zu betonen, dass der Paracharakter unserer Biotitgneise weniger auf Grund der chemischen Analyse, als vielmehr auf Grund der geologischen Beobachtungen im Feld postuliert wurde.

Die in der Literatur als Amphibolite bezeichneten Gesteine umfassen sowohl in der chemischen, wie in der mineralogischen Analyse eine so grosse Variationsbreite, dass Vergleiche keine guten Resultate liefern. Schon im SiO_2 -Gehalt gibt es Werte zwischen 42 und 60 %. Extremwerte für das Aluminium steigen bis 29 %, wobei immerhin der Schwerpunkt bei ca. 15 % liegt. Die Summe MgO und Fe_2O_3 bleibt relativ konstant bei 20 %. Hingegen schwanken die einzelnen Werte erheblich. - Unsere Epidot-Amphibolite werden, wie schon erwähnt, aus feldgeologischen Gründen als sedimentären Ursprungs angenommen. Es ist jedoch aus der Literatur genügend bekannt, dass Amphibolite auch als Orthomaterial bezeichnet werden. Zur Zeit sehr "en vogue" ist die Interpretation als vulkanische Tuffe. Die chemische Analyse gibt uns in diesem Sinne keine Antwort auf die Herkunft der Epidot-Amphibolite in unserem Bereich des untersuchten Gebietes.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass wir durchaus in den Rahmen passende und keine (wie z.B. die später zu besprechenden Syenit-Restite) aberranten Gesteine vor uns haben. Die Variation innerhalb der verschiedenen Syenit-Restite ist so gross, dass wir in der Berechnung die 7 % der (metasomatisch entstandenen) Quarzadern und alten Aplite ohne weiteres den Biotitgneisen und Amphiboliten wieder zuführen könnten, ohne dass die neu entstandenen Gesteine aus ihrem heutigen Rahmen fallen würden. Im Gegenteil: der etwas niedrige SiO_2 -Gehalt der Epidot-Amphibolite würde sich wenig erhöhen und dadurch verbessern.

Die Analysen wurden in der Folge graphisch ausgewertet. Das QLM-Diagramm bezieht sich allein auf die soeben besprochenen Migmatite und wird hier anschliessend besprochen. Ein K_2O / Na_2O -Diagramm wird, da es noch nicht besprochene andere Gesteine des Altkristallins erfasst, am Schluss der Besprechung des Altkristallins S.89 besprochen.

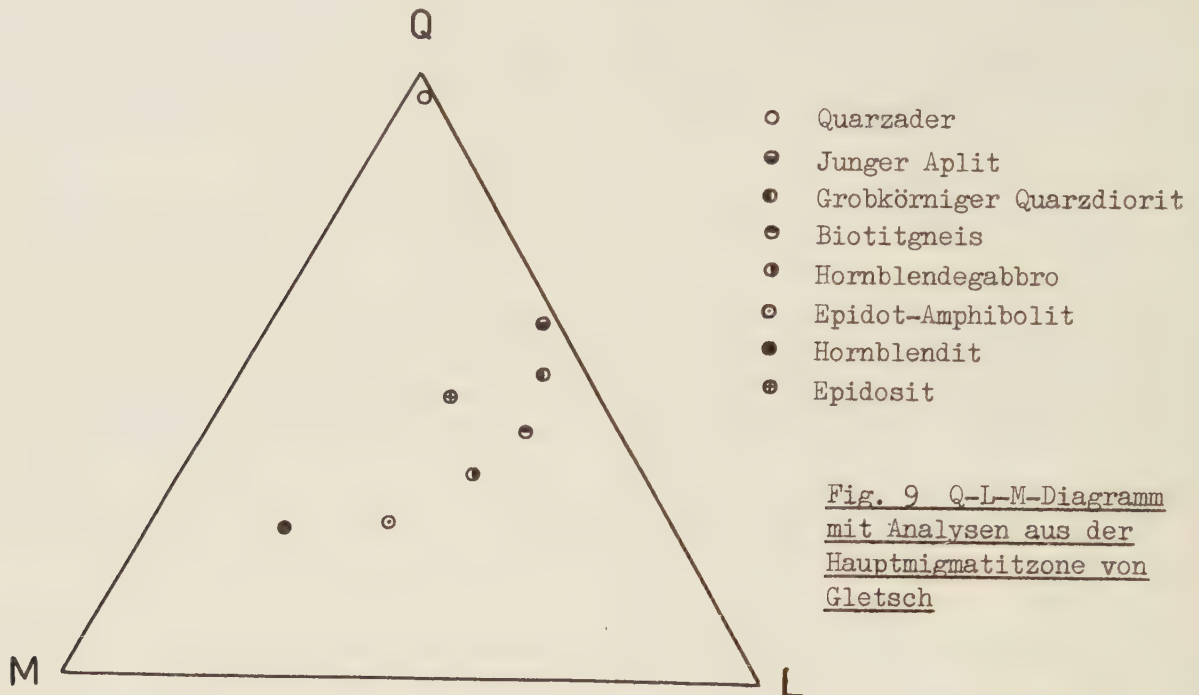


Fig. 9 Q-L-M-Diagramm mit Analysen aus der Hauptmigmatitzone von Gletsch

Das QLM-Dreieck Fig. 9

Die eingetragenen Analysenpunkte im QLM-Dreieck ergeben (wenn man den Epidosit- und Quarzitpunkt nicht berücksichtigt) eine Kurve, die vom basischen Ende, dem Hornblendit zum sauersten, dem Aplite zieht. Es ist wohl ein Zufall, dass die Punkte genau auf einer Kurve liegen. Wären mehr Gesteine analysiert worden, so würde sich ein Punktegürtel ergeben haben, dessen Mittel vielleicht unserer Kurve entspricht.

Wäre nicht eindeutig klar, dass die Gesteine im Diagramm verschiedener Herkunft sind, würden vor allem frühere Forscher auf Differentiation geschlossen haben. In Wirklichkeit ist es jedoch so, dass wir in den Migmatiten eine echte Grundgebirgs-Assoziation von granitischen, gneisigen und amphibolitischen Gesteinen vor uns haben und es ist nichts Neues, dass die Punktegürtel im QLM-Diagramm sowohl aus Differentiation, wie aus Migmatitisation entstandener Gesteinsgruppen ineinander übergehen (vergleiche auch H. HUBER, 1943), dass ferner auch die alten Sedimente sich der heutigen Grundgebirgs-Assoziation durch die Migmatitisation anpassten. Vermutlich deutet WEGMANN (1935) mit den Worten

"Sowohl Differentiation wie Migmatitisation kommen durch die erleichterte Beweglichkeit der Stoffe und Kristalle zustande. Dafür ist in erster Linie erhöhte Temperatur erforderlich."

darauf hin, dass eine Identität von Auswirkungen auf verschiedene natürliche Vorgänge zurück geführt werden kann.

V. MUTMASSLICHES URSPRUNGSMATERIAL

Im "Geologischen Führer der Schweiz" sieht HUGI (1934) in den "Injektionsgneisen" (entsprechen den heutigen Hauptmigmatitzonen von Gletsch und St. Niklaus) eine Durchsetzung, Durchtränkung und Durchmischung von Ortho- und Paramaterial, die in einem

tieferen Niveau der Erdkruste stattgefunden hat. HUTTENLOCHER (1947) und ZBINDEN (1950) glaubten, dass die Amphibolite vor ihrer Metamorphosierung tonig-mergelige Sedimente waren.

Auch die vorliegenden Untersuchungen deuten im Allgemeinen darauf hin, dass dem so ist. Die Tatsache, dass die palaeosomen Schollen, die in den neosomen Apliten "schwimmen", oft aus Biotitgneisen und Amphiboliten in schichtiger Wechsellagerung bestehen, kann auf ehemalige Sedimente hinweisen. Allerdings könnten ehemalige basische Tuffe für das gleiche heute vorliegende Bild verantwortlich sein. Im weiteren wurden zwei Beobachtungen gemacht, die darauf hinweisen, dass die Biotitgneise ehemalige Sedimente waren:

1. Bei der Kapelle von St. Niklaus in der gleichbenannten Migmatitzone wurde ein Albit-Chlorit-Biotit-Gneis untersucht, dessen Struktur als sedimentogenes Relikt angesprochen werden kann (s. Tafel 2 Foto 14). In einer Grundmasse von Chlorit und gelegentlich auch Calcit liegen rundliche Körner von Plagioklas eingebettet. Die Untersuchung ergab, dass es sich immer um Albit mit 2 - 8 % Anorthit-Gehalt handelt. In zwei Fällen wurde ein Quarzkorn gefunden. Der braune Biotit durchwächst sperrig die chloritische "Grundmasse". Höchstwahrscheinlich ist er alpin-metamorph gebildet worden.

Im ganzen Handstück nehmen diese "psammitischen Anteile" nur einen Teil ein, der etwa einem Drittel des Volumens entspricht. Der übrige Anteil bildet ein granoblastisches Gefüge von Plagioklas (Oligoklas bis 25 % An), Quarz, Epidot und Calcit. - Es liegen also zwei grundsätzlich verschiedene Gefüge und Mineralbestände vor. Die Uebergänge zwischen den beiden Anteilen vollziehen sich kontinuierlich.

Dass Aufschmelzung und Durchmischung bei der Migmatitisierung eine äusserst selektive ist und wenn deshalb alte Arkosereliktstrukturen heute neben Partien völliger Umkristallisation noch deutlich vorhanden sein können, dürfte jedem Geologen bekannt sein.

2. Bei der Besprechung der Biotitgneise wurde darauf aufmerksam gemacht, dass die Anordnung der Titanite in einem gebänderten Biotitgneis eine sedimentogene Reliktstruktur darstellen könnte (s. S. 34). Die ursprüngliche Annahme, dass die Biotitgneise sedimentären Ursprung haben, wird durch diese Beobachtung gestärkt.

Bei der Beschreibung der einzelnen Teile der Hauptmigmatitzonen wurde verschiedentlich auf die betreffende Genese eingegangen. Die weitgehend hypothetischen Deutungen sollen hier kurz zusammen gefasst werden:

Ursprünglich sedimentäre, ev. auch pyroklastische Anteile der Migmatite (Palaeosom):
Epidot-Amphibolite (ursprünglich schwach dolomitische Mergel; ev. basische Tuffe)
Biotitgneise (ursprünglich Grauwacken und ähnliche Gesteine)

Magmatische Anteile des Palaeosoms der Migmatite
Hornblendite und Hornblendegabbros
Granodiorite (?) und Quarzdiorite (?) = als ganzes mobilisierte Anteile der Migmatite (mobilisierte Biotitgneise während der Migmatitisierung)

Metasomatische Anteile des Palaeosoms der Migmatite
Epidosite
Alte Aplit- und Quarzadern

Neosome Anteile der Migmatite
Junge Aplitite

Uebrige intrusive und ?metatektische Anteile der Hauptmigmatitzonen
Granit vom Typus Engi
Grobporphyrischer Granodiorit
Pegmatitische Adern
Jüngste Aplitite
Lamprophyr

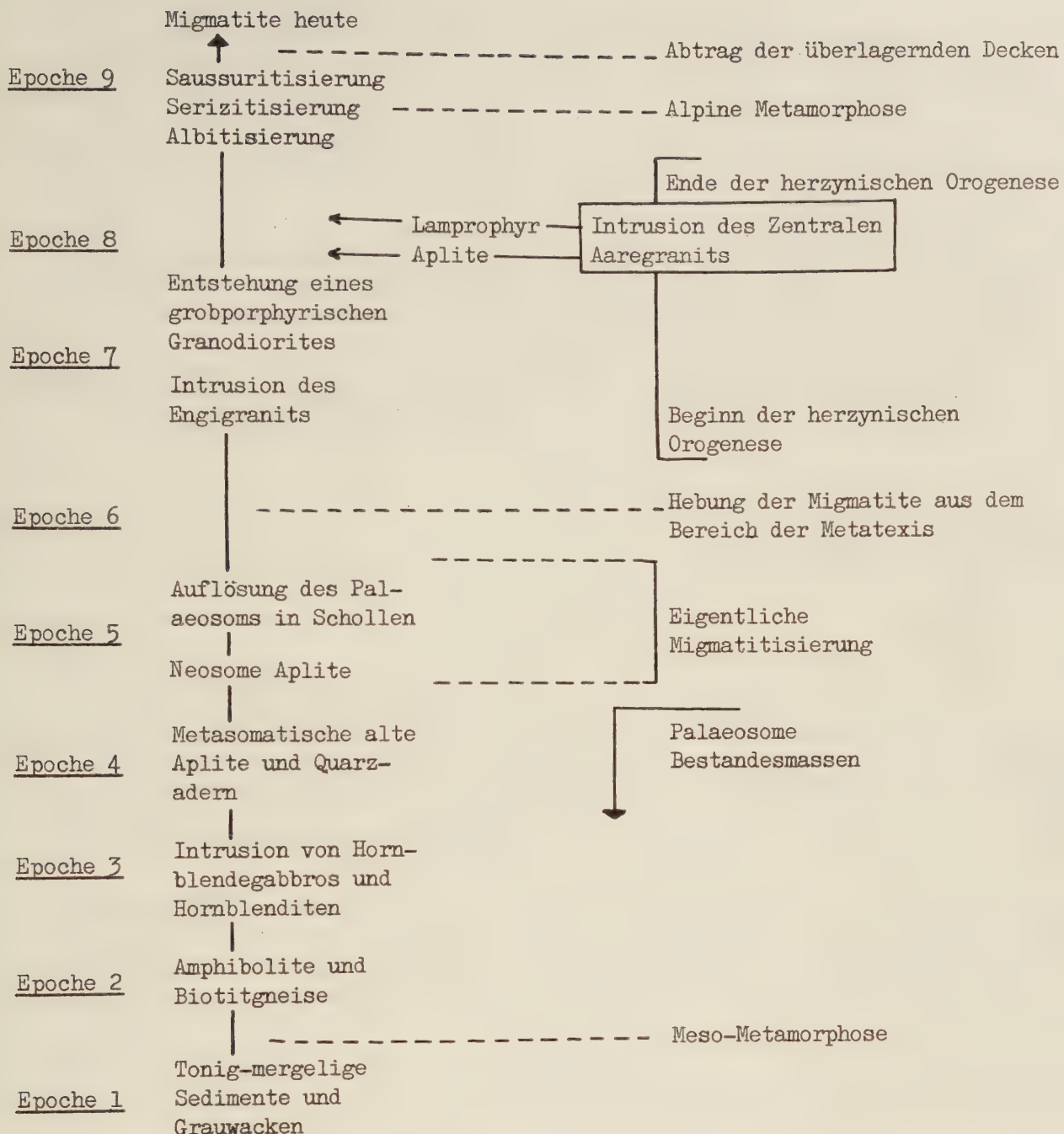
VI. DER ZEITLICHE ABLAUF IN DEN HAUPTMIGMATITZONEN

Das praemigmatitische Geschehen ist weitgehend hypothetisch. Immerhin ist es nach den vorliegenden Untersuchungen höchstwahrscheinlich, dass unsere Amphibolite und Biotitgneise ursprünglich sedimentäre Gesteine waren. In diesem Sinne möchte ich mein hypothetisches Schema wie folgt beginnen:

- Epoche 1 Nach den chemischen Analysen, nach dem allgemeinen Charakter der Gesteine und nach möglichen sedimentär erhalten gebliebenen Strukturen lagen einem Teil des heutigen Palaeosoms mergelige Sedimente und Grauwacken zugrunde.
- Epoche 2 Eine darauf folgende Mesometamorphose wandelte diese Sedimente in Amphibolite und Biotitgneise um.
- Epoche 3 Intrusion der Hornblendite und Hornblendegabbros in die Gneise und Amphibolite der heutigen Hauptmigmatitzone von Gletsch; wahrscheinlich waren diese Gesteine früher pyroxenreicher.
- Epoche 4 Ab Epoche 2 gelangt das palaeosome Material in zunehmende Tiefe. In Biotitgneisen, Hornblendegabbros und Amphiboliten bilden sich alte aplitische Adern. Vermutlich sind diese metasomatisch entstanden. Immerhin wäre es möglich, an eine von aussen her kommende lit-par-lit-Injektion zu denken. Diese Frage muss offen gelassen werden.
- Epoche 5 Mit zunehmender Tiefe tritt das Palaeosom in den Bereich der Migmatitfront. Das Palaeosom wird von jungen, neosomen Apliten durchschwärmt und teilweise in Schollen aufgelöst. Das Neosom entstand durch partielle Anatexis in noch grösserer Tiefe.
- Epoche 6 Von jetzt an erfolgt wieder eine Hebung der gebildeten Migmatite aus der Zone der Metatexis heraus. Vermutliche Ursache ist der Beginn der herzynischen Orogenese.
- Epoche 7 Intrusion des Granites vom Typus Engi. Der Granit erwärmte das Nebengestein (in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus) und verursachte eine Metatexis in einem schmalen Kontakthof. Nahe dem Kontakt entstehen durch diese Metatexis die grobporphyrischen Granodiorite und die pegmatitischen Adern. Ferner entstehen in einem weiteren Kontakthof porphyrische Kalifeldspäte in den Migmatiten. Der Granit vom Typus Engi sandte einige wenige Aplite in die Migmatite.
- Epoche 8 Die herzynische Intrusion des Zentralen Aaregranites (inkl. Südlicher Aaregranit oder Grimselgranodiorit) förderte in die Migmatite hinein einige wenige Aplite und Lamprophyre.
- Epoche 9 Alpin erlitten die Gesteine eine Epi- bis Mesometamorphose. Diese bewirkte eine Saussuritisierung, Serizitisierung und Albitisierung. Ferner wurde Biotit umkristallisiert.

Zum praeherzynischen Bestand gehören nach dieser Einteilung alle Gesteine, die bis und mit Epoche 5 am Aufbau der Migmatite, d.h. am eigentlichen Migmatitisierungsprozess aktiv teilnahmen.

In der folgenden Tab. 10 wird der mutmassliche zeitliche Ablauf in den Hauptmigmatitzonen schematisch dargestellt:



Tab. 10 Schema des mutmasslichen zeitlichen Ablaufes in den Hauptmigmatitzonen.

Schlussbetrachtungen

Migmatite kommen in Gebieten mit Grundgebirgscharakter vor (WEGMANN, 1935). Grössere Intrusivmassen können zusammen mit Migmatiten vorhanden sein, sie können aber auch völlig fehlen. WEGMANN erwähnte damals, dass Migmatite meist als Folge des Eindringens der Intrusivmassen gedeutet werden, dass es aber nicht immer leicht sein, den Akt des Eindringens mit dem Akt der Migmatitbildung zu verbinden.

Im vorliegenden Fall konnte nun (zusammen mit HUTTENLOCHER, ZBINDEN u.a.) gezeigt werden, dass der Akt der Intrusion der zentralaaregranitischen Magmen nichts mit dem Akt der Migmatitbildung gemeinsam haben. Die Migmatite sind vor der Intrusion der Granite im Aarmassiv im Hangenden derselben schon vorhanden gewesen. Ueber den Ort im Hangenden

sage ich nichts aus. Die Migmatitfront kann sowohl das Dach des embryonalen Granites gebildet haben, kann aber auch in völlig verfestigtem Zustand durch Erosion schon in höhere Krustenteile gelangt sein, bevor der Granit intrudierte. Die Granitintrusion war später der Mechanismus, der Teile der Migmatitfront in noch höhere Regionen der Erdkruste verschleppt haben kann. Einen Beweis für diese Annahme glaube ich darin zu sehen, dass im ganzen Bereich der südlichen Schiefer und in gewissen Teilen der nördlichen Schiefer des Aarmassivs immer wieder Migmatite auftreten.

Es ist in vorliegenden Untersuchungen beschränkt gelungen, die Anteile der Hauptmigmatitzonen zeitlich auseinander zu halten und zu gliedern. Leider ist das geologische Geschehen, das vor der Migmatitisierungsphase stattfand nur ungenügend klar aus den Untersuchungen hervor gegangen. Man ist versucht, unsere Migmatite im Vergleich mit fennoskandischen Migmatiten ebenfalls als praekambisch anzusehen, hat jedoch ausser der Aehnlichkeit der Erscheinungsbilder überhaupt keine Anhaltspunkte, um eine solche Aussage zu stützen. Es ist zu hoffen, dass absolute Altersbestimmungen in den Migmatiten des Aarmassivs einmal mehr Licht in dieses Problem bringen werden.

B. ZONE DER BIOTIT-QUARZDIORITE

I. EINLEITUNG

1. Allgemeine Charakterisierung

"Wie ein stratigraphischer Leithorizont zieht sich längs des westlichen Teils der südlichen Gneise ein sehr konstantes dunkelbraunvioletttes Gestein hin, das als fe-mischen Bestandteil einzig Biotit erkennen lässt und selbst in seinen starken Metamorphosestadien rasch erkennbar ist an einem bläulichen bis dunkelgrauen Feldspat."

Mit dieser treffenden Charakterisierung leitet FEHR (1922) in seiner unveröffentlichten Original-Dissertation das Kapitel der "Glimmer-Diorite" ein.

Makroskopisch ist es ein mittel- bis grobkörniges, z.T. massiges, stellenweise stark verschiefertes Gestein mit charakteristischen grau-blauen Kalk-Natron-Feldspäten, die sowohl in der "Grundmasse", als auch als idiomorphe grosse Porphyroblasten auftreten. Weitere Charakteristika der Zone der Biotit-Quarzdiorite sind Feldspat-Anhäufungen (ebenfalls graublau), die sowohl in Adern, wie auch nesterartig auftreten. - Ferner sind viele diskusförmige, basische Schollen streng in das Gestein eingeregelt. Granatführende Aplite und dioritaplitische, turmalinführende Aederchen sind seltener. - Bis faustgrosse Granatkristalle, die sonst in keinem Gestein des untersuchten Gebietes gefunden wurden, vertiefen das eigenartige Gepräge der Biotit-Quarzdiorite.

2. Zur Nomenklatur

Nachdem, wie schon oben erwähnt, FEHR (1922) die Gesteine dieser Zone "Glimmer-Diorite" nannte, bezeichnete er später (1926) in der Geologischen Karte der Urserenzone diese Gesteine als "Monzonite". Diese Namengebung erfolgte auf Grund chemischer Analysen, die von W. FEHR selbst und von J. JAKOB (1919) ausgeführt wurden. In NIGGLI P., QUERVAIN F.de und WINTERHALTER R. (1930, S.111, Nr.43) findet sich die von FEHR analysierte Probe "Glimmermonzonit". In der Original-Dissertation von FEHR, wo gemäss dem Quellennachweis in obiger Literatur die Analyse zu finden sein müsste, ist die Analyse nicht vorhanden. Die angegebene Lokalität "Kalter Kehr" stimmt auch nicht mit der räumlichen Erstreckung der Zone der Biotit-Quarzdiorite (ehem. Zone der Monzonite) überein. Dagegen zitiert W. FEHR in seiner Original-Dissertation die von J. JAKOB (1930) ausgeführten Analysen (siehe auch NIGGLI P., QUERVAIN F.de und WINTERHALTER R., 1930, S.133-135, Nrn 214-227, Plagioklasgneis, metamorpher Diorit bis Monzonit). Leider ist auch hier die Lokalisierung der analysierten Gesteine nicht übereinstimmend mit der Zone der ehemaligen "Monzonite". FEHR und JAKOB schreiben, die Proben seien "an der Bahnlinie

etwa 300 m unterhalb des Kehrtunnels von Gletsch" geschlagen worden. Tatsache ist jedoch, dass die Nordostgrenze der Zone der "Monzonite" 900 m unterhalb des Südportals des Kehrtunnels von Gletsch liegt. Somit kann leider diese Analysenserie auch nicht ausgewertet werden.

Die vorliegenden Untersuchungen ergaben jetzt die Tatsache, dass in dem ganzen Gesteinszug der Biotit-Quarzdiorite - mit Ausnahme der pegmatitischen Adern - kein Kalifeldspat vorkommt. Alle bläulichen und dunkelgrauen Feldspäte sind Albit/Oligoklas bis Oligoklas. - Die Abwesenheit von Kalifeldspäten verbietet natürlich den Namen "Monzonit" auf der geologischen Karte der Urserenzone. Die ursprüngliche Bezeichnung "Glimmer-Diorit" wurde in vorliegender Arbeit insofern zu "Biotit-Quarzdiorit" modifiziert, als einerseits in unseren untersuchten Proben ein Quarzgehalt von 34 - 43 % ermittelt werden konnte (s.S.50), andererseits der Glimmer immer nur brauner Biotit ist.

Wenn in einem späteren Kapitel von einer allgemeinen Schieferungsrichtung die Rede sein wird, kann zur Nomenklatur der Einwand gemacht werden, dass ein Eruptivgesteinsname nicht am Platz sei. Dieser Kritik kann ich entgegenhalten, dass es in dieser Gesteinszone sehr viele Stellen gibt, (z.B. gut zugänglich an der Strasse Oberwald - Gletsch) an denen das Gestein massig ist. An anderen Stellen sind allerdings die Biotit-Quarzdiorite fast bis zur Unkenntlichkeit verschiefert. Wir müssten also konsequenterweise die Bezeichnung "Biotit-Quarzdiorit bis Biotit-Quarzdioritgneis" einführen. Da das Gestein aber unmittelbar vor der partiellen Verschieferung ein Biotit-Quarzdiorit war, halte ich mich im folgenden an diese Bezeichnung.

3. Die geographische Lage der Zone

Die Zone tritt im Mühlebach auf Höhe 1700 m in das Kartengebiet ein, nimmt ihren Verlauf über Altstafel, Grimselboden und zieht direkt unterhalb Engi hinab ins Rhonetal. Wieder ansteigend zieht sie sich über den Längisgrat und keilt 400 m W der Station Muttbach aus.- Nach der Karte von FEHR erscheint eine kleine Lamelle dieses Gesteins wieder 300 m nordöstlich des Furkapasses.

4. Die Kontaktverhältnisse der Biotit-Quarzdiorite mit den angrenzenden Zonen

Während die nordwestliche Begrenzung der Biotit-Quarzdiorite zu den anlagernden Gesteinen der Syenit-Zone immer scharf und ohne Uebergänge ist, beobachten wir im Feld eine enge Verflechtung zu den Gesteinen der südöstlich angrenzenden Hauptmigmatitzone von St. Niklaus.

Im Profil an der neuen Grimselstrasse vom Lager bis in die nächst höhere Spitzkehre haben wir vorerst typische Gesteine der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus in der üblichen Ausbildung. Je mehr wir uns den Biotit-Quarzdioriten nähern, desto seltener werden die Biotitgneis- und Amphibolitschollen. Das migmatitische Gewebe wird langsam ersetzt durch das quarzdioritische. Es treten anstelle der Amphibolitschollen und Schlieren immer mehr die pegmatitischen Schlieren mit den grau-blauen Kalifeldspatperthiten und Mikroklinen auf. Im Uebergang führt das Gestein noch keine grau-blauen Plagioklase. Der Biotit-Quarzdiorit wirkt heller und grobkörniger. Steigen wir topographisch noch höher, also gegen den Biotit-Quarzdiorit selbst, so nimmt dieser allmählich seinen gewohnten Charakter an mit Oligoklas im Grundgewebe, sowie als Porphyroblasten. In der Kurve h 1800 m ob Lager befindet man sich in der migmatitischen Randfazies des Biotit-Quarzdiorites. Sie ist charakterisiert durch eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit der noch zu beschreibenden Einschlüsse, vor allem Biotit-Gneis-Linsen, Turmalinaplite und Nester von Oligoklas. Dieselbe Beobachtung wurde an verschiedenen Stellen am Kontakt mit den Migmatiten gemacht: so z.B. im Bächlein ob Kalter Kehr von h 1690 - 1750 m, wo die Randfazies sehr breit ist.

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

1. Der Mineralbestand der Biotit-Quarzdiorite

Einige Proben, die an verschiedenen Stellen geschlagen wurden, sind mit Point-Counter ausgezählt worden:

Quarz	34,4	-	43,4	Vol.-%	
Plagioklas	28,7	-	40,2	Vol.-%	
Biotit	16,5	-	17,6	Vol.-%	
Muskowit	3,3	-	5,0	Vol.-%	
Epidot	1,7	-	3,0	Vol.-%	
Erz	0,7	-	3,0	Vol.-%	
Calcit	0,5	-	1,1	Vol.-%	
Chlorit	0,7	-	2,2	Vol.-%	
Apatit	0,3	-	0,5	Vol.-%	
Zirkon					
Orthit					
Granat					

(In diesem Mineralbestand sind die Feldspatporphyroblasten nicht mitgezählt. Am Gesamtvolumen nehmen sie weniger als 1 % ein.)

Am meisten interessieren uns in diesen Gesteinen die Feldspäte. Makroskopisch sind sie, wie die Porphyroblasten, grau-blau, seltener weiss. Unter dem Mikroskop zeigen die meisten Körner polysynthetische Verzwillingung und eine schwache Serizitisierung. Einschlüsse von Biotit, Quarz, Erz, Epidot sind reichlich vorhanden. Der Anorthitgehalt ist ziemlich konstant und variiert zwischen 25 und 30 %. Es liegt also ein Oligoklas vor. Kalifeldspäte wurden im Grundgewebe der Biotit-Quarzdiorite nie gefunden.

Der Biotit ist durch die ganze Zone der Biotit-Quarzdiorite durchwegs charakteristisch intensiv gelb-braun und schliesst fast immer "Sagenit" und Ilmenit ein (vgl. Mineralbeschreibung S. 53). Muskowit ist eher spärlich und in kleinen Schüppchen vertreten. In verschieferten Partien, wo Muskowit mit Vorliebe auftritt, fügt er sich zusammen mit dem Biotit in die Schieferungsrichtung ein. Der Epidot tritt als Pistazit in unregelmässigen, selten auch idiomorphen Körnern im Gestein auf. Selten bildet er Nester und Schnüre. Das Erz dürfte nach dem makroskopischen Befund nur Pyrit sein. Im Schliff ist er jedoch nie eigengestaltig. Calcit treffen wir nur als Zwickel- und Spaltenfüllung an. Apatit in mehr oder weniger guter Eigengestalt. Der Orthit, der im Aarmassiv immer wieder erscheint, ist hier vollständig ausgebleicht und farblos und bildet um sich herum ein Nest von vorerst Chlorit, dann Pistazit. Er bildet einen schwach pleochroitischen Hof. - Pro Dünnschliff trifft man durchschnittlich zehn Körner Zirkon an, deren Grösse von 0,2 - 0,05 mm in der c-Achse variiert. Im Zusammenhang mit einer Zirkonaltersbestimmung wurde im Pulverpräparat die Zirkon-Fraktion einer näheren Untersuchung unterzogen. Diese ergab, dass es sich höchstwahrscheinlich um mehrere Generationen von Zirkonen handelt. In der Hauptsache sind zwei Gruppen voneinander deutlich verschieden:

1. Gruppe: Die Körner sind wasserklar durchsichtig, idiomorph, dünn, langprismatisch.
2. Gruppe: Die Zirkone sind trüb, braun gefärbt, kurzprismatisch, mittel bis sehr gut gerundet und wesentlich grösser als diejenigen der ersten Gruppe.

Die gerundeten Zirkone dürften eine ältere, die klaren idiomorphen Körner eine jüngere Generation darstellen.

2. Die Feldspatporphyroblasten

Vorerst erstaunt es, dass die grau-blauen Feldspäte, die in die Biotit-Quarzdiorite als Porphyroblasten eingestreut sind, keine Mikrokline sind, wie es im Aarmassiv für Feldspäte dieser ungewöhnlichen Färbung üblich ist. Der Geologe kann sich jedoch schon im Feld über die Natur der Feldspäte orientieren, indem er durch einfache Spiegelung bereits feststellen kann, dass fast alle Individuen polysynthetisch verzwillingt sind.

Makroskopisch ist ferner zu beobachten, dass die grau-blau-Färbung nicht durch den ganzen Feldspat konstant ist, sondern stellenweise wolzig sich aufhellt.

Unter dem Mikroskop zeichnen sich die Plagioklase durch eine starke Serizitisierung aus. Lichtbrechungsbestimmungen ergaben für $n_{\alpha} = 1.540$ und für $n_{\beta} = 1.544$. Ferner ergab die Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp$ (010) einen Winkel von + 10 bis 11°. Der Plagioklas ist somit ein Oligoklas mit annähernd 28 % Anorthit-Gehalt.

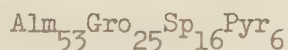
3. Der Granat

Schon in der Einleitung wurde auf die bis faustgrossen Granatkristalle aufmerksam gemacht, die selten in das Grundgewebe der Biotit-Quarzdiorite eingestreut sind. Im Schliffbild erweisen sich die makroskopisch zunächst homogen erscheinenden Granatkristalle als mechanische Trümmeraggregate. Auf feinen Rissen findet sich zwischen den Granatbruchstücken brauner Biotit, Quarz, Epidot, Erz, Chlorit, kurz, die Mineralvergesellschaftung des Grundgewebes der Biotit-Quarzdiorite.

Zur Bestimmung des Granates wurden folgende röntgenographische, chemische und optische Daten ermittelt:

Gitterkonstante	11,63 Å
FeO	23.08 %
MnO	6.91 %
Lichtbrechung	1,778

Wir erhalten somit unter Benutzung des Diagramms von WINCHELL (1958) einen Granat von der Zusammensetzung



Es gelang A. STECK im Rahmen einer eingehenden Untersuchung an vielen Granaten, diese in zeitlicher Sicht auseinander zu halten. Er konnte zeigen, dass alle jungen (alpinen) Granate im westlichen Aarmassiv sich im Pyr-Alm-Gro-And-Sp-Diagramm (nach WINCHELL, 1958) in einem eng begrenzten Raum befinden, währenddem die voralpinen Granate meist ausserhalb dieses Raumes, oder selten in diesen hinein streuen. Ausschlaggebend ist, dass keine jungen Granate ausserhalb ihres Feldes zu liegen kommen.

Nach den mikroskopischen Untersuchungen wurde schon vermutet, dass es sich im vorliegenden Fall nicht um einen jungen Granat handeln kann. Diese Vermutung wird durch die Lage des Punktes im oben erwähnten Diagramm bestätigt. - Für die Mithilfe an der Bestimmung dieses Granates danke ich A. STECK bestens.

III. DIE EINSCHLÜSSE IM BIOTIT-QUARZDIORIT

1. Basische Schollen

Auf den ersten Blick nimmt man an, dass diese Schollen in Linsenform in der allgemeinen Schieferungsrichtung der Biotit-Quarzdiorite liegen. Messungen ergaben aber, dass das Mittel der Einschlüsse bei N327°E/85°N, das Mittel der allg. Schieferung bei N342°E/82°N liegt. Nördlich Läger beträgt das Azimut des Fallens der Linsen N315°E, während dasjenige der allgemeinen Streichrichtung N332°E beträgt. Die Abweichung ist in beiden und weiteren Fällen dieselbe gleichsinnige von etwa 15 - 17°. Die Einschlüsse hatten also schon Linsenform vor der letzten Verschiebung des Quarzdiorites.

Unter dem Mikroskop ist der Hauptteil der Schollen ebenso brauner Biotit wie im Wirtsgestein. Als Nebengemengteile treten auf: Apatit, wenig Quarz, Titanit, Erz. Der Biotit bildet ein Gefüge von grösseren Körnern, die zur Hauptsache in die Längsachsen der Linse eingeregelt sind. Er ist stark sagenitisiert und oft siebartig ausgebildet. Quarz und Apatit sitzen mit Vorliebe in den rundlichen "Löchern" des Biotits. Der Titanit ist gleichmässig in unförmigen Körnern über das Gestein verteilt. Der Kontakt der Linsen zum Biotit-Quarzdiorit ist scharf und ohne Reaktionsränder.

2. Dioritaplitische Adern mit Turmalin

Es handelt sich um 1 - 2 cm dicke Adern mit Anhäufungen von Turmalin, der mit Vorliebe in der Gängchenmitte nestförmige Sonnen bildet. Unter dem Mikroskop erkennen wir den goldgelb-blau pleochroitischen Turmalin in Verwachsungen. Daneben tritt im Gängchen auf: Quarz, Oligoklas mit 20 - 30 % An-Gehalt, Epidot und wenig Serizit und Muskowit. Calcit als Zwickelfüllung. Auch in diesen Adern findet sich wiederum kein Kalifeldspat.

3. Granataplite

Makroskopisch lassen sich die Aplite dieser Zone mit keinem andern Aplit des untersuchten Gebietes gleichsetzen. Er ist durchsetzt von feinen Nestern von grünem Chlorit, der dem Aplit sein charakteristisches dunkelgrün-gesprenkeltes Aussehen gibt.

Die Aplite treten einerseits in durchziehenden, verbogenen Gängen von 10 - 15 cm Dicke, andererseits in Fetzen auf, die in das Gestein ohne irgendeinen Zusammenhang eingestreut sind. Untersuchungen am Dünnschliff ergaben, dass es sich bei diesen beiden Vorkommen um das gleiche Material handelt.

Unter dem Mikroskop: Während der Plagioklas (Albit bis Oligoklas) grosse hypidiomorphe Kristalle bildet, sitzt der Quarz in kleinen verzahnten Körnern oft in dreieckigen Spickeln und in den Adern zwischen den Feldspäten. Der kleinere Anteil an Feldspäten ist polysynthetisch verzwillingt nach dem Albitgesetz. Die Chloritnester enthalten folgende Mineralien: Erz bildet ein skelettartiges Gefüge; in den Skelettarmen sitzt mit Vorliebe Granat in xenomorphen Körnern. Dieser ist meist makroskopisch nicht sichtbar. Der grüne Chlorit ist ein Pennin, gelegentlich mit pleochroitischen Höfen. Akzessorisch, ebenfalls an die Chloritnester gebunden, tritt Muskowit, Epidot und etwas Titanit auf. Calcit finden wir sowohl in den Nestern, wie auch im restlichen Gestein als Einschlüsse, Spalten- und Zwickelfüllung. Sehr selten Apatit.

4. Pegmatitische Adern mit blau-grauen Feldspäten (Kalifeldspat-Perthit)

Gelegentlich treten pegmatitische Adern von 10 - 15 cm Dicke mit blau-grauen Feldspäten auf. Sie erscheinen mit Vorliebe in der stark migmatitischen Randfazies am Kontakt gegen die Hauptmigmatitzone von St. Niklaus (200 m ESE Eisfluh). Im Handstück sehen diese Adern genau gleich aus wie die nachstehend beschriebenen Nester mit blau-grauen Feldspäten. Unter dem Mikroskop erkennen wir aber im Falle der ADERN, dass die grau-blauen Feldspäte hier Kalifeldspat-Perthit (teilweise ist Mikroklin mit Gitterung sichtbar) sind, während wir es im Falle der Feldspat-NESTER mit Oligoklas zu tun haben. In diesen pegmatitischen Adern hat es Nester von braunem Biotit in 1 cm²-grossen Biotitlinsen, wobei der Biotit stark sagenitisiert und stellenweise in Chlorit umgewandelt ist. Charakteristisch sowohl für die Adern, wie auch für die Nester ist der ausserordentlich hohe Apatit-Gehalt. Es sind grosse rundliche, z.T. gut idiomorphe Körner, die teilweise frei im Gestein liegen, teils in die Feldspäte eingebettet sind. Plagioklas tritt stellenweise als Einschluss im Kalifeldspat-Perthit auf; Quarz nur als Füllmasse zwischen den Feldspäten. Akzessorisch ist etwas Epidot vorhanden.

5. Nester mit blau-grauen Feldspäten (Oligoklas)

Da im allgemeinen im Aarmassiv die graublauen Feldspäte Kalifeldspäte sind und hier nur Plagioklas als grau-blaue Feldspäte vorliegen, wurden einige Detail-Untersuchungen an den bis zu 1 cm³-grossen Kristallen vorgenommen:

a. Lichtbrechung im Pulverpräparat	$n_{\alpha} = 1,535$	$n_{\beta} = 1,539$
b. Lichtbrechung am ungedeckten Schliff	$n_{\alpha} = 1,535$	$n_{\beta} = 1,539$
c. Messung am Drehtisch	15 - 25 % An-Gehalt	
Guinier-Vergleichsaufnahme mit Oligoklas		
Ytterby, Schweden: gute Uebereinstimmung.		

Indem wir hier mittels verschiedener Bestimmungsmethoden zu einem einheitlichen Resultat gelangt sind, dürfen wir festhalten, dass es sich in der Tat bei diesen grau-blauen Feldspäten nicht um Kalifeldspat, sondern um einen Oligoklas handelt.

Die Einschlüsse in diesen Feldspäten sind wiederum ähnlich, wie die unter 4. Pegmatitische Adern, erwähnten: hoher Apatitgehalt, Epidot, Biotit, etwas Quarz.

Der Mineralbestand des Materials zwischen den einzelnen grossen Feldspäten ist ähnlich wie derjenige des Nebengesteins der Nester. Die polysynthetisch verzwillingten Plagioklasse sind ebenfalls Oligoklas.

IV. EINE RB/SR - ALTERSBESTIMMUNG AM BIOTIT

Frau PD Dr. E. JÄGER vom Laboratorium für Altersbestimmungen in Bern hatte die Freundlichkeit, vom Biotit des Biotit-Quarzdiorites eine Rb-Sr-Altersbestimmung durchzuführen.

Probeentnahme: 50 kg Gestein, gesammelt am frischen Strassenanschnitt zwischen Oberwald und Gletsch, Koord. 670.695/155.660

Bezeichnung der Probe: KAW 96 - CN 410

Aufbereitung: Steinbrecher, Scheibenmühle, Siebe. Die geeignete Siebfraction wurde entstaubt, über einen Vibrationstisch gelassen und nach der Kornform der Glimmer grob angereichert. Das ganz reine Material wurde mittels Schwereretrennung und magnetischer Trennung gewonnen. Das Reinigen des Biotits von grösseren Einschlüssen erfolgte durch Reiben in einer Achatschale unter Zusatz von Alkohol.

Beschreibung des Biotits: Die gemessene Probe zeigt eine leichte Verunreinigung von 1,4 % grünem Chlorit bei einer Auszählung von 1100 Körnern Biotit. Verwachsungen zwischen Biotit und Chlorit sind relativ häufig. Quarz oder Feldspat wurden in der gemessenen Probe nicht mehr gefunden.

Farbe des Biotits: Nuance zwischen "Dark yellowish orange 10 YR 6/6" und "Lingt brown 5 YR 5/6"

Grösse der Blättchen: 40 - 60 mesh, entspricht einem mittleren Durchmesser von 0,4 mm

Einschlüsse: "Sagenit", Ilmenit, Titanit. Jedoch gibt es zu ca. 10 % auch völlig einschlussfreie Biotite. Ihre Farbe entspricht der angegebenen.

An einem durchschnittlichen Biotitkorn mit den Massen 0,465 x 0,286 mm wurde Ilmenit und "Sagenit" ausgezählt:

96 Ilmenite, wobei der grösste 0,014 mm, der kleinste 0,008 mm misst
(siehe Tafel 2 Foto 16)

51 "Sagenit"-Nadeln, die in einem Winkel von 60° zueinander liegen
(siehe Tafel 2 Foto 15)

Aus der Foto ist ersichtlich, dass sich die Ilmenite z.T. überschneiden, d.h. dass die enorm feinen Blättchen in verschiedenen Biotitebenen übereinander liegen und den Eindruck des Ueberlappens hervorrufen. - Zuweilen ist Ilmenit sehr schön idiomorph ausgebildet, oft findet man aber runde und ovale Körner vor. Oft legt er sich würstchenartig länglich in die Richtung des Sagenits und ersetzt diesen.

"Sagenit" zeigt einige bemerkenswerte optische Anomalitäten. Er bildet relativ breite Stengelchen und ist durchsichtig klar. Die Elongation ist negativ, im Gegensatz zu Rutil, der positiv sein sollte (TRÖGER, 1956). Ferner hat er eine schiefe Auslöschung. Ich möchte mir in diesem Sinne eine weitere Untersuchung dieses anomalen "Sagenits" vorbehalten.

Titanit, der etwa in jedem zehnten Biotitkorn gefunden wird, bildet meist gut ausgebildete kleinste monokline Kriställchen, die an die "Sagenit"-stengelchen oder längs diesen angeordneten Ilmenitwürstchen gebunden sind.

Rb ⁸⁷ ppm	Sr ⁸⁷ rad.ppm	% rad.	comm. Sr	Rb/Sr-Alter m.y.
133	0,0256	6,4	5,4	13,1 ± 4,5

Tab.11 Alter des Biotits

Diskussion des Alters

E. NIGGLI (1960) zeigt auf Grund alpin metamorpher Mineralien in den Schweizer Alpen die Zunahme der Metamorphose von NW gegen SE (für das Gebiet des Aarmassivs). Zunehmende Metamorphose bedeutet aber neben dem Auftreten von Mineralien höherer Metamorphose auch zunehmende Umsetzungen am Altbestand. So findet H. WÜTHRICH (1963) praealpine, herzynische Biotitalter am NW-Aussenrand des Aarmassivs, im Erstfelder gneis und Gasterngranit, während von JÄGER und FAUL (1959) Mischalter bereits am Biotit des Mittagfluhgranites gefunden wurden. Das Alter des Zentralen Aaregranits ist mit 18,5 m.y. wohl schon ein reines junges Alter, kein Mischalter mehr.

Das vorliegende junge Alter von 13,1 m.y. bedeutet nach E. JÄGER (1962) nicht das Alter der Metamorphose, sondern ein Alter der Abkühlung, also den Zeitpunkt, zu dem eine bestimmte Temperatur unterschritten wurde. Damit datieren wir eigentlich ein Alter der Hebung und Erosion des Massivs. Das im Vergleich zu den Biotitaltern im Penninikum sehr junge Alter bedeutet also, dass in diesem Gebiet die Hebung und Erosion relativ spät erfolgte.

Einschränkend muss gesagt werden, dass die Anlage und Form des Biotits alt (voralpin) sein kann. Was hier datiert wird, ist der alpine Stoffaustausch, mindestens in bezug auf das Strontium.

Leider ist wegen dem relativ hohen Prozentsatz an gewöhnlichem Sr der Fehler sehr hoch. Deshalb werden demnächst von E. JÄGER an saureren Gesteinen aus der südlichen Schieferhülle des Aarmassivs weitere Altersbestimmungen durchgeführt werden.

V. INTERPRETATION ZUR GENESE DER BIOTIT-QUARZDIORITE

Hinsichtlich der Stellung dieser Gesteine in der südlichen Schieferhülle ist recht wenig bekannt. Kontakte mit dem Granit vom Typus Engi sind - wenn überhaupt vorhanden - nirgends aufgeschlossen, und die vorhandenen Granataplite dürften wegen der Unähnlichkeit zu den anderen Apliten nicht diesem Granit entstammen.

Wir können festhalten,

- dass die Quarzdiorite in engem Zusammenhang mit den Migmatiten stehen und kontinuierlich in diese über gehen
- dass die Granataplite und Fetzen jünger sind als die basischen Schollen. Letztere werden von den ersteren durchschlagen
- dass vereinzelte Schollen von Migmatiten im Biotit-Quarzdiort "schwimmen" (siehe Karte). Diese Migmatitschollen stammen aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus.

Unklar ist, wann und unter welchen Bedingungen die Nester und Ädern von blau-grauen Feldspäten entstanden sind.

Es kann sich bei der Bildung der Biotit-Quarzdiortite um granitisierte Sedimente handeln, die gleiches Alter wie die Palaeosom-Anteile der Migmatite haben. Es scheint uns jedoch wahrscheinlicher zu sein, dass wir in den Biotit-Quarzdiortiten ein magmatisches Gestein vor uns haben. Die Bildung dieser Gesteine müsste in diesem Fall gleichzeitig bis nach derjenigen der Migmatite stattgefunden haben, wobei Migmatitschollen in mehr oder weniger verfestigtem Zustand in den Biotit-Quarzdiortit abschwimmen konnten. Ob es sich bei den Biotit-Quarzdiortiten um eine in-situ-Bildung oder um magmatische Intrusion handelt, muss dahin gestellt bleiben.

C. TITANITREICHE SYENIT-RESTITE UND -METATEKTE

(im Text kurz als "Syenitzone" oder "Syenite" bezeichnet)

EINLEITUNG

Zwischen Gletsch und Oberwald quert ENE - WSW streichend eine Zone das Rhonetal, die von FEHR (1926) als "Shonkinite" bezeichnet worden ist. FEHR kartierte zu dieser Zone noch die Gesteine, die auf meiner Karte als "Granit vom Typus Engi" ausgeschieden worden sind. Er fügt aber der Zonenbezeichnung den ausdrücklichen Hinweis "aplitische Zwischenlagen" bei.

Diese Syenite kommen in einer Schar von einzelnen Lamellen vor, deren Mächtigkeit kaum über 80 m beträgt, oft aber wesentlich geringer ist. Zwischen diesen Lamellen finden wir den Granit vom Typus Engi in seinen verschiedenen Ausbildungsfazies (siehe Profiltafel im Anhang). Zwischen Engigranit und Syenit-Restiten sind an vielen Stellen Intrusivkontakte vorhanden (vergleiche hierzu Kapitel "Granit vom Typus Engi" S. 82).

Es sind hauptsächlich dunkle, grünliche oder bräunliche Gesteine mit den wesentlichen Bestandteilen Biotit und/oder Hornblende, Plagioklas und bis centimetergrosse, briefcouvertförmig ausgebildete, honiggelbe Titanite. Helle Adern mit Kalifeldspat, Hornblende, Titanit und Orthit, ebensolche Schlieren und Fetzen, und biotitreiche Schollen geben dem Gestein einen ausgesprochen unhomogenen migmatitischen Charakter. Meist sind die Gesteine verschiefert; die Schieferung ist allerdings in den Metatekten oft kaum zu erkennen.

II. ALTE UND NEUE NAMENGEbung UND INTERPRETATION

1. Die alte Bezeichnung

Die Gründe für die Unzulässigkeit der alten Bezeichnung "Shonkinit" sind folgende:

a. Feld Wegen der starken Inhomogenität innerhalb des Verbandes ist es nicht möglich, diesen Gesteinen nur einen Gesteinsnamen zu geben, der auf eine ganz bestimmte mineralogische Zusammensetzung eines Gesteins hinweist.

b. Mineralogie Nach TRÖGER (1935) hat das Typus-Gestein "SHONKINIT" von Shonkin folgende globale mineralogische Zusammensetzung:

46 Vol.-%	Augit mit aegirinhaltigem Saum
20	Orthoklas Or ₇₅ Ab ₂₅
±	Plagioklas An ₄₀
10	Olivin
8	Biotit
6	Nephelin ± Sodalith
4	Apatit

Die Familie der Shonkinite ist nach TRÖGER mit einem Foidgehalt von $\frac{1}{10}$ bis $\frac{9}{10}$ der hellen Gemengteile charakterisiert. Die Feldspäte sind fast nur Alkalifeldspat. Eine etwas andere Definition gaben WEED und PIRSSON (s. JOHANNSEN 1938, Vol.IV, pag.13).

Die Mineralbestände unserer Syenit-Restite und -Metatekte stimmen in keiner Weise mit den als "Shonkinit" definierten Gesteinen überein. - Der Einwand kann allerdings gemacht werden, dass bei der alpinen Metamorphose ein Teil dieser Mineralien nicht stabil blieb und sich umwandelte. Dies könnte wohl für die Foide zutreffen.

c. Chemie FEHR hat auf seiner "Geologischen Karte der Urserenzone" die Bezeichnung "Shonkinite" wohl auf Grund chemischer Analysen gewählt. Seine Analyse F 41 würde, wenn nicht c um 6 zu hoch wäre, recht gut dem normalshonkinitischen Magmentyp entsprechen. So aber handelt es sich bei seiner Analyse F 41 um einen "lamprosyenitischen" Magmentyp (P. NIGGLI, 1936).

Die Analysen von FEHR, F 41 und F 42, zuzüglich unsere eigenen Analysen CN 571 und CN 482 wurden in Fig. 11 zwei Mittelwerten aus ROSENBUSCH und DALY gegenüber gestellt. Das schwarze Feld ist das Feld der zwei Shonkinitmittel aus ROSENBUSCH und DALY.

Die grosse Variation innerhalb der vier analysierten Proben ist auffallend:

Al_2O_3 variiert zwischen 15,59 und 20,23 Mittel = 12,7 %

Fe_2O_3 ist in der Regel 2,5 % zu hoch

MgO weicht sowohl gegen oben, wie gegen unten bis zu 5 % ab

CaO ist einheitlich 2 - 6 % zu tief

Was gewahrt bleibt, ist das Kalium/Natrium-Verhältnis und die relativ gut stimmenden SiO_2 -Prozente: 47,47 - 49,60 (Letztere sind aus rein graphischen Gründen nicht ins Diagramm aufgenommen worden).

Beim Diagramm der NIGGLI-Werte Fig. 12 tritt die Diskrepanz zwischen Shonkinit und unseren analysierten Gesteinen besonders deutlich hervor. Das schwarze Feld wird wiederum durch die Analysen R.13.Sh und D 98 gebildet. Die grösste Annäherung an das Feld erreicht die Analyse CN 571. Gänzlich aus dem Rahmen fällt CN 482. Auch hier ist die starke Abweichung deutlich ersichtlich.

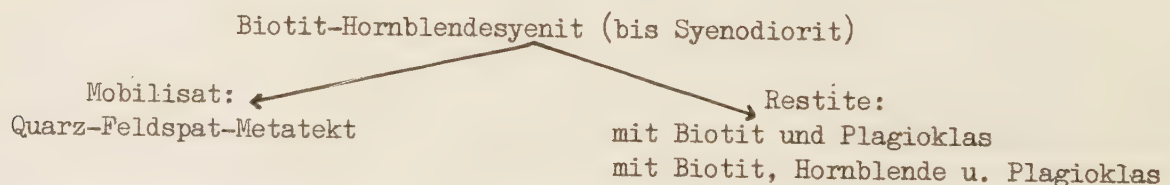
Aus den feldgeologischen, mineralogischen und chemischen Befunden ist es evident, dass es sich bei den vorliegenden Gesteinen in keiner Weise um Shonkinite - auch nicht um isochemisch metamorphosierte Shonkinite - handeln kann und es ist gerechtfertigt, diese unrichtige Bezeichnung aus der Literatur zu streichen. Die Bezeichnung "Shonkinit" auf der geologischen Karte von FEHR (1926) ist umso unverständlicher, als FEHR (1922) in seiner unveröffentlichten Originaldissertation diese Gesteine als "Biotit-Hornblendesyenite" bezeichnete, was den vorliegenden Untersuchungen absolut gerecht wird.

2. Die neue Bezeichnung

Es sollen hier nun die aus der folgenden Beschreibung der Gesteine hervor gehenden genetischen Verhältnisse dargelegt und die neue Gesteinsbezeichnung eingeführt werden.

Es wurde vermutet, dass als Ursprungsgestein ein Syenit bis Syenodiorit vorlag. Bei einer metatektischen Aufschmelzung wurde in diesem Gestein aplitisch-pegmatitisches und Hornblende-Material mobil. Es entsteht ein Mobilisat und ein Restit. Diesen Vorgang nennt man nach dem Migmatit-Symposium (1961) Ektexis. Da die Weglänge des Mobilisates eine relativ geringe war, sind Uebergänge von den grobkörnigen aplitisch-pegmatitischen Schlieren bis zum echten, mittelkörnigen Restit vorhanden. Dies kann gezeigt werden (s. Tafel 3 Foto 19).

Wenn wir das Ursprungsgestein ins Schema einbeziehen, liegen folgende Gesteine als Endglieder vor:



Leider ist es in vorliegenden Untersuchungen nicht gelungen, den ursprünglichen Biotit-Hornblendesyenit in unverändertem Zustand zu finden. Der für die notwendige Wärme verantwortliche und die Metatexis verursachende Vorgang ist die Intrusion des Granits vom Typus Engi, der lamellenartig zwischen den einzelnen Teilzonen des Syenits liegt (vgl. Giuf-Syenit S. 67f). Die Temperatur reichte also aus, um die leukokraten Bestandteile der Gesteine zu mobilisieren.

Da, wie schon gezeigt, in den Hauptmigmatitzonen Gesteine mit eindeutiger Materialzufuhr vorliegen, wurden auch die Syenite gründlich auf eventuelle Zufuhrkanäle abgesehen. Ausser einigen Apliten, die mit dem diese Metatexis verursachenden Vorgang nichts zu tun haben, wurden keinerlei Stofftransportwege gefunden, die von aussen in die

Syenite hinein führen. Die Grenzen der Quarz-Feldspat-Metatekte sind nicht scharf, sondern bilden immer Uebergänge ins Restitgewebe. Die Grenzen vom Restit zum Granit Engi sind immer messerscharf, so dass auch von dort keine Stoffzufuhr in Form von Adern und Schlieren zu erwarten ist. Es kann sich also bei den pegmatitischen Fetzen und Schlieren, die geisterhaft das Gestein durchweben nur um Material handeln, das aus dem Gesteinsverband selbst stammt, in diesem blieb und diesen inhomogenisierte. Der Granit kann also nur mit seiner Aufheizung, nicht aber mit seinem Material für die Metatexis verantwortlich gemacht werden. Sobald, und weil diese Voraussetzungen herrschen, darf die chemische Mischungsrechnung vorgenommen werden.

Nach statistischen Auszählungen im Feld wurde das Mischungsverhältnis wie folgt ermittelt (ohne Anteil Engigranit der Syenit-Zone):

Hornblende und Biotit führender Restit	2 Teile
Nur Biotit führender Restit	5 Teile
Quarz-Feldspat-Metatekt	3 Teile

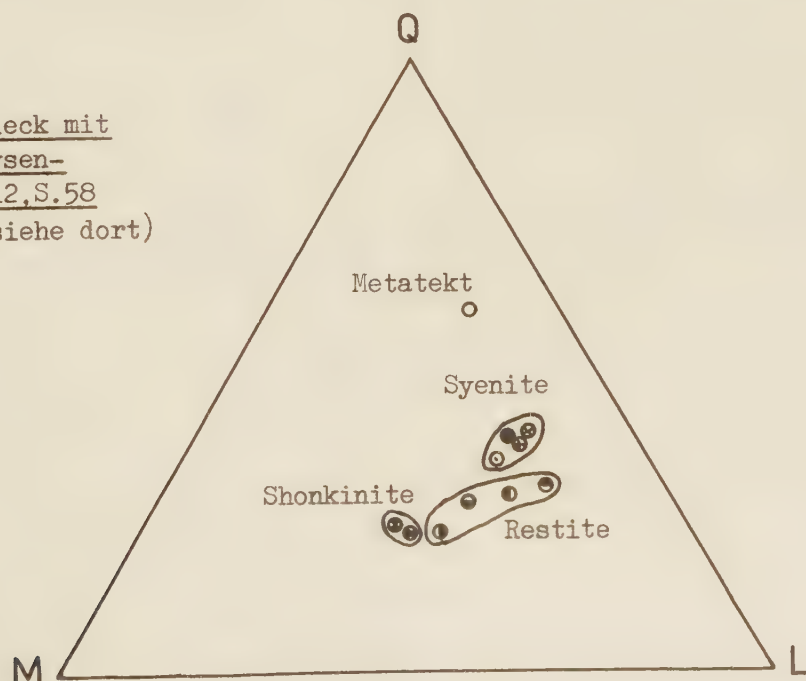
Die Ergebnisse dieser neuen Mittelanalyse (M.S.) wurden in Fig. 13 und 14 graphisch dargestellt. Wiederum wurden als Grundlage zwei Analysenmittel aus ROSENBUSCH (1922) und DALY (1933) benützt.

Die errechnete Analyse M.S. gleicht sich sowohl für die Analysenwerte selbst, als auch für die NIGGLI-Werte sehr gut an die zu Grunde liegenden Syenitmittelwerte aus der Literatur an. Dass wir bei unserer Mittelanalyse M.S. einen si-monzonitischen Chemismus haben und nicht einen normalsyenitischen, liegt in den Grenzen einer Bestimmungstabelle. Wäre unser alk, nach dem die Bestimmungstabelle (P. NIGGLI, 1936) aufgebaut ist, nur um 2,5 höher, würde unsere Analyse M.S. genau einem normalsyenitischen Chemismus entsprechen. - Andererseits könnte unser leichtes Alkalien-Defizit darauf hinweisen, dass in den Metatekten doch nicht so viel Kali vorhanden ist, um zusammen mit den Restiten einen reinen Syenit zu bilden.

Im QLM-Dreieck Fig. 10 fällt unsere Analyse M.S. genau in das Syenitfeld. Sie würde wohl nach der Eruptivgesteins-Klassifikation von TRÖGER in das Monzonit bis Syenodioritfeld fallen. Aus dem QLM-Dreieck geht im Uebrigen eine grosse Variation der Restite deutlich hervor.

Zusammenfassend darf meines Ermessens gesagt werden, dass sich nach den chemischen Berechnungen meine Vermutung in bezug auf das Ursprungsgestein bestätigt hat.

Fig. 10 Q-L-M-Dreieck mit
eingetragenen Analysen-
punkten nach Tab. 12, S. 58
(Zeichenerklärung siehe dort)



Chemische Analysen aus der Syenitzone und Vergleichsanalysen

	Gl 482	Gl 571	Gl 570	Gl 572	F 41	F 42	M. G.	K. 13.3	B 12	K. 13.3b	B 9a	K 14
SiO ₂	49.80	48.05	76.45	49.80	47.47	48.30	57.62	58.97	60.19	49.29	48.66	59.58
Al ₂ O ₃	20.23	17.86	8.42	17.90	15.59	20.18	16.28	16.33	16.28	13.13	12.36	14.45
Fe ₂ O ₃	9.34	11.12	1.71	12.62	8.51	9.72	7.43	6.86	6.02	8.63	8.94	4.61
MnO	2.36	5.90	0.97	3.02	11.34	4.71	2.66	2.72	2.49	7.46	8.09	4.19
CaO	6.24	8.23	1.79	6.95	4.68	7.74	5.32	4.29	4.30	10.04	10.46	4.74
Na ₂ O	3.70	1.90	3.25	0.80	1.84	1.80	3.22	4.10	3.98	2.68	2.71	2.69
K ₂ O	4.15	4.27	6.28	4.75	5.72	4.66	4.83	4.54	4.49	5.27	5.15	7.54
MnO	0.20	0.05	0	0.05	0.14	0.10	0.11	0.09	0.14	0.16	0.13	Sp
TiO ₂	1.53	1.51	0.13	1.45	1.55	1.90	1.11	0.99	0.67	1.01	0.97	0.77
P ₂ O ₅	0.92	1.23	0.30	1.49	0.76	-	0.79	0.24	0.28	1.10	1.07	0.51
H ₂ O	0.51	0.52	0.31	0.52	1.97	1.14	0.45	0.87	1.16	1.23	1.46	0.50
CO ₂	0.12	0.28	0.20	0.18	-	-	0.18	-	-	-	-	0.11
	99.10	100.92	99.81	99.53	99.57	100.25	100.00	100.00	100.00	Seltene Erden	100.00	99.82
si	140	117	458	139	109	121	186	194	205	114	113	194
al	33.5	25.5	29.5	29.5	21	30	31	31.5	32.5	18	17	27.5
fm	30	42	16	39	55	37	30.5	31	28.5	43	43.5	31.5
c	19	21.5	11	21	11.5	21	18.5	15	16	25	26	16.5
alk	17.5	11	43.5	10.5	12.5	12	20	22.5	23	14	13.5	24.5
k	0.43	0.60	0.56	0.80	0.67	0.63	0.50	0.42	0.43	0.57	0.56	0.64
mg	0.33	0.51	0.51	0.32	0.71	0.48	0.41	0.43	0.45	0.62	0.64	0.64
ti	3.21	2.77	0.36	3.18	2.60	3.60	2.71	2.37	1.84	1.83	1.67	0.78
Σ	0.31	0.39	0	0.42	0.27	0.43	0.21	0.17	0.18	0.12	0.10	0.07
Σ	0	0.05	0.01	0	0	0.06	0.10	0.13	0.13	0.26	0.27	0.23
Σ	0.27	0.42	0.01	0.17	0.67	0.43	0.31	0.35	0.36	0.40	0.41	0.44
Q	30.2	27.9	59.1	35.1	23.3	29.4	37.5	37.2	39.4	22.7	21.8	35.5
L	51.8	42.7	28.5	38.4	41.0	47.4	44.7	46.4	46.0	38.4	37.2	44.4
M	18.0	29.4	12.4	26.5	35.7	23.2	17.8	16.4	14.6	38.9	41.0	20.1

Legende zu Tab. 12

CN 482	Syenit-Restit mit Biotit als einzigem dunklem Gemengteil. Strasse zwischen Oberwald und Gletsch, Koord. 670.63/155.90 Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: normaldioritisch
CN 571	Syenit-Restit mit Biotit und Hornblende. Strasse zwischen Oberwald und Gletsch, Koord. 670.63/155.90 Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: sommaidioritisch
CN 570	Quarz-Feldspat-Metatekt. Strasse zwischen Oberwald und Gletsch. Koord. 670.63/155.90 Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: normalalkaligranitisch
CN 572	Biotitreiche Scholle. Strasse zwischen Oberwald und Gletsch, Koord. Analytiker: C. NIGGLI Magmentyp: sommaidioritisch
F 41	"Biotit-Hornblendesyenit, shonkinitisch" (später von FEHR als Shonkinit bezeichnet), aus NIGGLI P., QUERVAIN F.de und WINTERHALTER R. (1930), S.110 Eistfluh bei Oberwald Analytiker: W. FEHR Magmentyp: lamprosyenitisch (ev. normalshonkinitisch)
F 42	"Biotit-Hornblendesyenit, shonkinitisch" (später von FEHR als Shonkinit bezeichnet), aus NIGGLI P., QUERVAIN F.de und WINTERHALTER R. (1930) S.110 Eistfluh bei Oberwald Analytiker: W. FEHR Magmentyp: lamprosommaitisch
M.S.	Analyse hervorgegangen aus der Mischungsrechnung (S.57) der Analysen CN 482, CN 571 und CN 570. Magmentyp: si-monzonitisch (ev. normalsyenitisch)
R.13.S	Mittel von 12 Syenit-Analysen aus ROSENBUSCH (1922)
D 18	Mittel von 50 Syenit-Analysen aus DALY (1933)
R.13.Sh	Mittel von 12 Shonkinit-Analysen aus ROSENBUSCH (1922)
D 98	Mittel von 6 Shonkinit-Analysen aus DALY (1933)
W 14	Giuf-Syenit, Piz Giuf (WEBER 1904) Magmentyp: normalsyenitisch

III. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

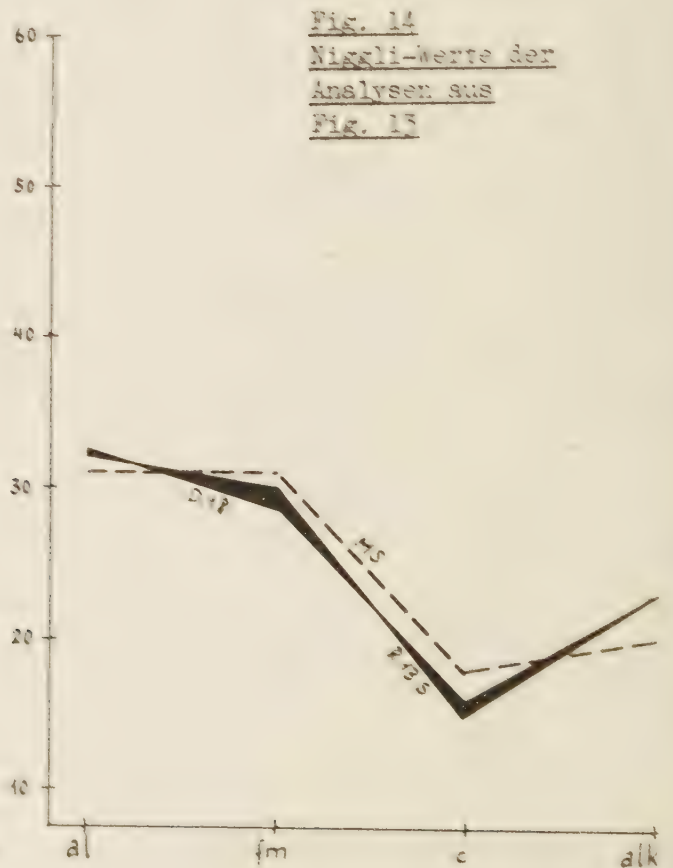
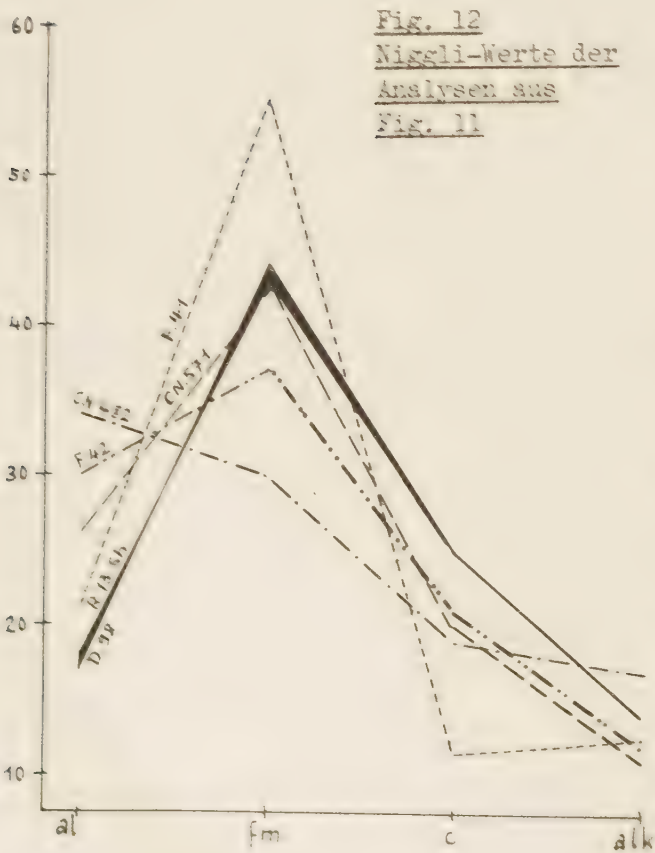
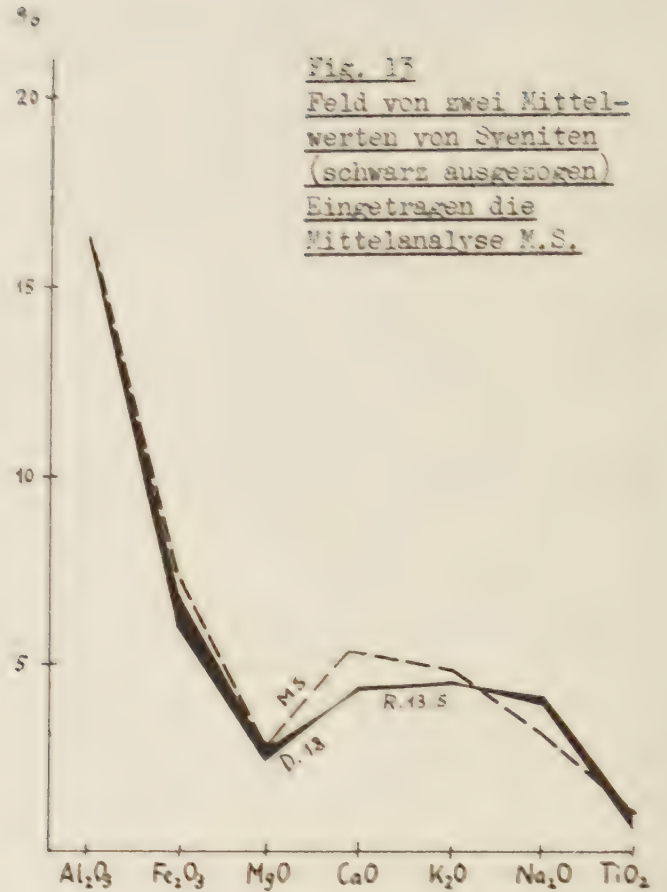
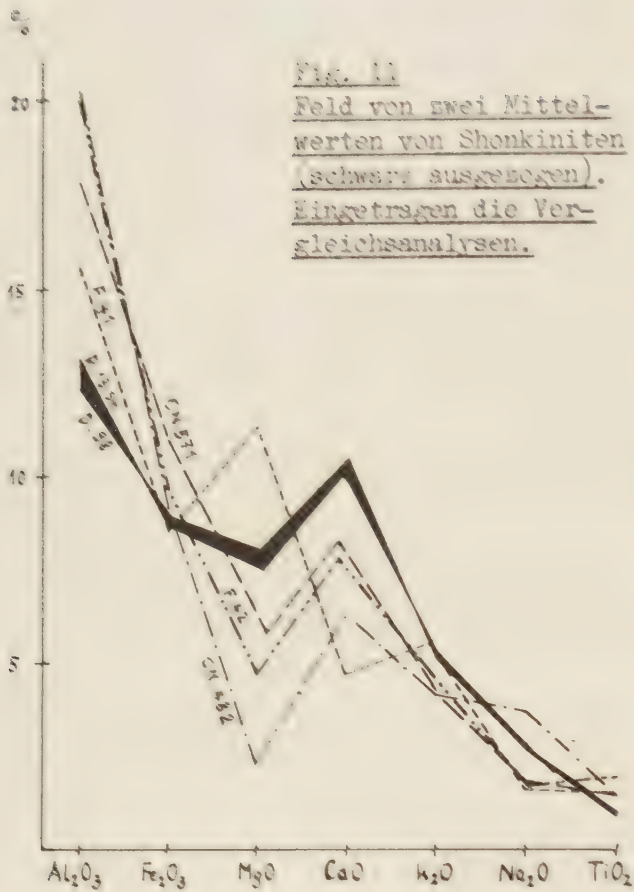
1. Restite

a. Mit Biotit als einzigem dunklem Gemengteil

An einigen Dünnschliffen des feinkörnigen Gesteins wurde mit Point-Counter der approximative Mineralbestand ermittelt (=Mineralbestand der analysierten Probe CN 482)

Saussuritisierte Plagioklas	54,3 Vol.-%
Plagioklas frisch	6,3 "
Biotit (+Sagenit)	33,4 "
Quarz	2,1 "
Apatit	1,1 "
Erz (Pyrit mit randlich Limonit)	1,0 "
Titanit	0,7 "
Orthit	0,7 "
Chlorit	Sp
Muskowit	Sp
Zirkon	10 Körner pro 2000 Auszählpunkte

Kalifeldspat fehlt in den Gesteinen dieser Gruppe a völlig



Saussuritisierte Plagioklas bildet den Hauptanteil des Gesteins. Er ist meist so stark mit Epidot, Zoisit und Serizit durchsetzt, dass es oft unmöglich ist, den Feldspat näher zu bestimmen. An einigen wenigen Körnern, die schwächer oder gar nicht von Einschlüssen durchsetzt sind, konnte an Albit-Zwillingslamellen der Anorthitgehalt bestimmt werden. Es konnten zwei verschiedene Plagioklasse ermittelt werden: Einerseits ein Plagioklas mit einem Anorthitgehalt von ca. 5 %, andererseits ein solcher mit 30 - 35 % An. - Bei den Albiten dürfte es sich um die jüngste (alpine) Bildung handeln. Die Oligoklas-Andesine sind wahrscheinlich voralpiner Entstehung, wobei die Saussuritisierung die An-Gehalte beeinflusste.

Der Biotit ist immer braun mit einem leichten Stich ins Olivgrüne, oft mit Entmischungslamellen von Chlorit, gelegentlich mit Sagenit-Einschlüssen. Meist ist er in schönen Blättchen ausgebildet, oft aber auch leicht zerfranst und ausgeblüht. In einigen Dünnschliffen beobachtet man starke Deformation: Wellung, Knickung.

Quarz ist mengenmässig der am stärksten varilierende Gemengteil dieser Gesteine. In der ausgezählten Probe CN 482 tritt er als Nebengemengteil mit 2 Vol.-% auf. In keiner Probe fehlt er ganz. In extremen Fällen rückt er mit ca. 10 Vol.-% zu einem Hauptgemengteil auf. In der Regel sind diese Handstücke grobkörniger als die anderen Gesteine dieser Gruppe.

Titanit kommt in bis 3 mm grossen idiomorphen Körnern vor, jedoch auch als Schmelze unförmiger Kornagglomerate auf Rissen, zusammen mit Quarz und selten etwas Calcit. Die grossen Titanitkristalle sind in der Regel ankorrodiert in ähnlicher Weise, wie wir es von korrodierten Quarzen in Quarzporphyren her kennen.

Epidot tritt neben den kleinen Einschlüssen in den Plagioklassen auch als selbständige Körner und in Körnernestern als Klinozoisit, häufiger als Pistazit auf. Orthit ist das Akzessorium, das in grösseren und kleineren Mengen auftritt, aber in keinem der untersuchten Dünnschliffe fehlt. Seine Grösse ist beträchtlich: Sein Durchmesser kann bis zu 3 mm betragen. Die Körner haben den typischen dunkelrotbraunen/gelbbraunlichen Pleochroismus, und zeigen farblose Ränder. Wie der Titanit ist auch der Orthit oft korrodiert und hat dadurch im Dünnschliff immer runde, weiche Formen.

Apatite treten häufig als idiomorphe Kristalle auf, die mit Vorliebe in den braunen Biotiten sitzen. Als Erz tritt Pyrit oft in sehr grossen Würfeln auf. An Zirkonen können auch hier, wie in den Quarzdioriten, verschiedene Generationen notiert werden.

In einem Dünnschliff (CN 389) einer Probe von Koord. 154.95/668.85 (Stafel Sattelti) wurde festgestellt, dass wenigstens ein Teil des heute vorliegenden Materials ursprünglich Hornblende geführt haben muss. Tafel 3 Foto 17 zeigt eine geordnete Anhäufung von kleinen Epidotkörnern, deren Begrenzung derjenigen einer Hornblende gleicht. Die Epidotkörner sind kristallographisch nicht eingeregelt. Können wir auch nicht mit Sicherheit sagen, dass es eine Hornblende war, so dürfen wir doch nach dem Gesamtgesteinsverband folgern, dass höchstwahrscheinlich eine Hornblende-Reliktstruktur vorliegt.

b. Biotit und Hornblende führende Syenit-Restite

Wenn man von Gletsch her kommt, trifft man diese Gesteine am schönsten ausgebildet in der letzten dunklen Syenit-Lamelle vor dem Strassentunnel unterhalb der Eisfluh. Steht man vor dieser durch den Strassenbau schön aufgeschlossenen Wand, stechen linkerhand diese Gesteine durch ihre homogen grünliche Farbe hervor, gegenüber dem mehr bräunlichen Farbton der übrigen Gesteine. Bereits mit der Lupe kann man kleine hellgrüne Körner von Hornblende unterscheiden. Das Gestein ist wesentlich grobkörniger als das nur Biotit führende.

Unter dem Mikroskop ergibt sich folgende Zusammensetzung des Gesteins:

- HG > 15 Vol.-% : Grüner Biotit, blassgrüne Hornblende, sauss. Plagioklas
- HG < 15 > 4 Vol.-% : dunkelgrüne Hornblende, Titanit, Epidot, Kalifeldspat
- NG < 4 Vol.-% : Apatit, Pyrit, Calcit, Quarz

Wie aus dem Mineralbestand hervorgeht dürfte dieses Gestein dem ursprünglichen Hornblende-Biotit-Syenit am nächsten stehen.

Im Gegensatz zu den unter a beschriebenen nur Biotit führenden Gesteinen ist der Biotit hier, sobald daneben Hornblende auftritt, in der Regel grün. Sein Pleochroismus ist hellgelb bis intensiv dunkel-olivgrün. Der Biotit hat Einschlüsse von Sagenit.

Der Plagioklas ist ausserordentlich stark gefüllt und der Anorthitgehalt kann wegen dieser Füllung (Epidot und Serizit) nicht mehr bestimmt werden. Im Anschliff ist der Plagioklas durch seine gelbliche Farbe (Epidot) im Dünnschliff durch seine Bestäubung kenntlich. Einige kleine, relativ frische, albitverzwillingte Individuen wurden als An-desin bestimmt.

Neu ist das Auftreten von perthitischem Kalifeldspat, dessen Menge meist ähnlich derjenigen des Plagioklases ist. Proben mit weniger Kalifeldspat haben eher dioritischen, solche mit weniger Plagioklas syenitischen Charakter. Der Kalifeldspat bildet zusammen mit dem ebenfalls gut ausgebildeten Biotit ein hypidiomorphes Gefüge.

An den Amphibolen wurden im Dünnschliff die interessantesten Phänomene beobachtet. Es erscheinen zwei deutlich verschiedene grüne Hornblenden, wobei die eine blassgrün, die andere intensiv braungrün-grasgrün ist.

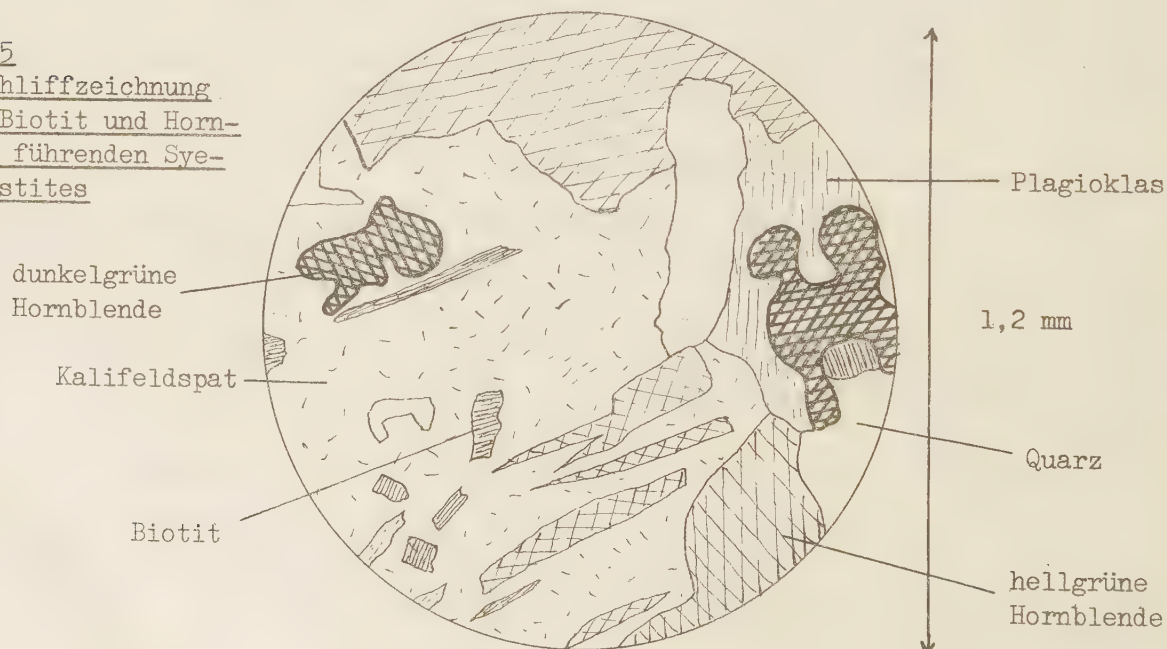
Die blassgrüne Hornblende fügt sich in kleineren Körnern, Stengeln und Nadeln im allgemeinen in das Gefüge ein, benützt jedoch für ihr Wachstum mit Vorliebe den Platz zwischen den anderen grösseren Körnern und zwar nicht in grossen, einheitlichen Kristallen, sondern in wirr orientierten strahligen Kornagglomeraten. In einem Dünnschliff wurde beobachtet, wie eine blassgrüne Hornblende strahlig faserig in ein Plagioklas-korn hineinwächst. An einigen Stellen, wo die Hornblende mit dem Biotit parallelverwachsen ist, geht hervor, dass das Bildungsalter dieser beiden femischen Gemengteile dasselbe ist.

Ganz anders die älteren dunkelgrünen Hornblenden. Sie sind sehr schön korrodiert und bilden runde Formen und oft unscharfe Grenzen zu den übrigen Körnern. Aus der Dünnschliffzeichnung Fig. 15 sind die amöbenartigen Formen als Relikte zu erkennen. Gelegentlich treten auch richtige Siebstrukturen auf mit rekristallisierter blassgrüner Hornblende in den "Löchern" und an den Rändern.

An beiden Hornblenden wurde die Lichtbrechung bestimmt:

Grüne Hornblende	n_{α} ' an Spaltblättchen = 1,666
Blassgrüne Hornblende	n_{α} ' an Spaltblättchen = 1,654

Fig. 15
Dünnschliffzeichnung
eines Biotit und Horn-
blende führenden Sye-
nit-Restites



Apatit tritt verhältnismässig häufig auf, während der Orthit etwas zurücktritt. Häufig sind wiederum grosse Körner stark korrodierter Titanite. Gelegentlich tritt akzessorisch Calcit auf. Pyritwürfel sind relativ häufig.

2. Die Uebergänge zum Mobilisat

Mit zunehmender Nähe vom Restit zum Mobilisat wird das Gestein allmählich grobkörniger bis zu Gefügen, die wir von feinkörnigen Gabbros her kennen. Tafel 3 Foto 19 zeigt dies sehr schön im Bild. Die drei Teilbilder wurden in gleichbleibendem Abstand vom Objekt fotografiert und mit dem gleichen Faktor vergrössert.

Vom kalifeldspatfreien Restit her Richtung Metatekt fällt vorerst das allmähliche Auftreten von Kalifeldspat auf. Plagioklas ist immer noch sehr stark von Einschlüssen durchsetzt, aber der Anteil an frischen, neu gebildeten Körnern wird grösser. Die Anorthitgehalte bewegen sich in den üblichen Grenzen. Die mit Vergleichsflüssigkeiten gemessenen Lichtbrechungen an unverzwilligten Plagioklasen ergaben Anorthitgehalte von 15 - 25 %.

Biotit ist neben den Feldspäten immer noch der herrschende Gemengteil. Oft ist eine beträchtliche Menge dieses Minerals in Chlorit umgewandelt. - Der Quarz-Anteil wird ebenfalls bedeutender und übersteigt stellenweise 25 % des Mineralbestandes. Daneben ist Pyrit schon makroskopisch in kleinen Würfeln zu erkennen. Orthit und Titanit konstant in millimeter-grossen Kristallen. Calcit übersteigt in gewissen Proben die Menge von 5 %. Gelegentlich treten im Gestein feine Turmalinnadeln auf.

3. Mobilisate

a. Quarz-Feldspat-Metatekt

Diese Gesteine sind in ihrem Mineralbestand recht variabel. Die Mineralien Hornblende, Kalifeldspat und Quarz als Hauptgemengteile > 15 Vol.-%, Titanit, Epidot, Plagioklas als Hauptgemengteile < 15 > 4 %. Die Nebengemengteile Apatit, Orthit, Pyrit, Chlorit bleiben in ihrer Ausbildungsweise recht konstant, wechseln aber stark in ihrem Mengenverhältnis. Ein Teil der Hornblende kann durch Biotit ersetzt sein.

Die Gesteine sind mehr oder weniger richtungslos struiert und grobkörnig. Die einzelnen Feldspäte und Hornblenden können bis 2 cm gross werden.

Hier interessieren uns vor allem wieder die grünen Hornblenden. Wie im Restit sind zwei grundsätzlich verschiedene Typen zu unterscheiden. Dünnschliff-Foto Tafel 3 Foto 18 zeigt eine grüne Hornblende mit einem gerundeten und scharf begrenzten Kern des dunklen Gliedes und einem fast farblosen Rand der Mischkristallreihe. Diese Ummantelung lässt darauf schliessen, dass zwischen der Bildung des Kerns und derjenigen des Randes ein geologisches Geschehen liegen muss, ähnlich wie dies an idiomorphen Zirkonen mit rundlichem Kern bekannt ist. Es wurde schon auf S. 27 darauf hingewiesen, dass die hellgrüne Hornblende eine jüngere Bildung ist, als die dunkelgrüne.

Da die Bildung der jüngeren Hornblende nach früher gemachten Beobachtungen synchron mit der Bildung des Biotits angenommen werden muss, und der Biotit nach absoluten Altersbestimmungen in 200 m Entfernung im Biotit-Quarzdiorit alpinen Alters ist (s.S.54), dürfte auch die vorliegende hellgrüne Hornblende alpinen Alters sein.

Zur weiteren Beschreibung wäre hervorzuheben, dass die Hornblende stark durchwachsen von unregelmässig eingebetteten, eigengestaltigen Apatit-Kristallen ist, was ihr die typische Siebstruktur gibt. Lamellen von braunem Biotit als Pseudomorphosen nach Hornblende sind parallel in letztere eingelagert.

Kalifeldspat ist immer perthitisch entmischt und schliesst viele Einschlüsse von Quarz, Plagioklas und gelegentlich kleinere Körner von Pistazit ein.

Polysynthetisch verzwilligte grosse Titanite zeigen meist dieselbe Siebstruktur, wie die Hornblenden. In den "Löchern" sitzt Quarz und Apatit.

Die Hornblende-Kalifeldspat-Metatekte gehen über in völlig hornblendefreie Quarz-Kalifeldspat-Metatekte. - Eine chemische Analyse findet sich auf Tab. 12, S. 58.

b. Das Metatekt als mobiler Bestandteil

Es wurde gesagt, dass zwischen Restit und Metatekt keine scharfen Grenzen, vielmehr kontinuierliche Uebergänge mit einer Zunahme der mobilen Anteile gegen das Metatekt hin vorhanden sind.

Der Beobachter findet aber neben den unscharfen "geisterhaften" Ansammlungen von meta-tekktischem Material (Tafel 3 Foto 20) scharf umrissene Gänge und Adern dieses selben Materials (Tafel 3 Foto 21). Diese Adern haben ungleiche Dicke, verlaufen unregelmässig durch das Gestein und sind keine Spaltenfüllungen. Ihren Ursprung haben sie beim Hornblende-Feldspat-Metatekt; die Weglänge ist meist gering (einige Meter) und sie verlaufen sich unauffällig im Gestein.

Tafel 3 Foto 21 zeigt zwei solcher Adern, die sich vom Rand her gegen die Mitte des Bildes verlieren. Dass hier Fremdmaterial im Restit, der im vorliegenden Fall nur Biotit als femischen Gemengteil führt, gewandert ist, zeigen grosse Hornblendeindividuen, die sich mit Vorliebe an den Rändern des Metatekts anlagern. Als Grössenmassstab für die Fotos dient ein Objektivdeckel mit 6 cm Durchmesser.

Wie sich die Metatekte altersmässig mit den echten Apliten verhalten, wird in Kapitel 5. Aplite (S.66) beschrieben werden.

4. Die Einschlüsse

a. Hornblendedioritische Adern (fein- bis mittelkörnig)

Makroskopisch bilden die Adern ein feinkörniges (Korndurchmesser ca. 1mm) homogenes, granoblastisches Gefüge von hellen und dunklen Gemengteilen. Die 2 - 10 cm dicken Adern sind unregelmässig in das Restit-Gewebe eingelagert, haben eine scharfe Begrenzung gegen dieses, sind aber in der Dicke unstet, bilden Wülste und oft unabhängige Knollen. Wo zusammenhängende Adern vorkommen sind sie nur wenige Meter verfolgbar. Eine einheitliche Richtung im Feld kann nicht festgestellt werden, da die selbe Ader oft die Richtung mehrere Male ändert, gelegentlich in sich selbst zurückkehrt oder Apophysen bildet.

Da diese feinkörnigen Adern keinen Kalifeldspat führen, wurden sie, trotz der übrigen mineralogischen Ähnlichkeit vom Metatekt gesondert behandelt. Inwieweit sie mit diesem in Zusammenhang stehen und wie ihre Altersstellung ist, konnte nicht abgeklärt werden.

<u>Der Mineralbestand</u>	HG	Plagioklas	NG	Titanit
		Hornblende		Apatit
		Pistazit		Biotit
		Chlorit		Pyrit

Der Plagioklas ist ein Albit/Oligoklas mit 10 - 17 % Anorthitgehalt. Entgegen dem Plagioklas im Restit ist er hier einerseits leicht saurer, andererseits relativ frisch. Etwas Schachbrettalbit ist vorhanden. Die oft verzwillingte, z.T. gut idiomorphe Hornblende ist eine grüne, gewöhnliche. Auch hier konnten die schon beschriebenen jüngeren Hornblende-Neubildungen um ältere Hornblendene beobachtet werden. - Epidot tritt in grossen Körnern als Pistazit auf, in kleineren Körnern, vor allem in Plagioklasen, als Klinoisit. Chlorit ist in strahligen und büscheligen Aggregaten, oft deutlich als pseudomorphes Produkt nach Hornblende zu erkennen. Der Titanit ist meist idiomorph, oft korrodiert. Falls wenig Quarz vorkommt, dann nur in sehr kleinen Körnern in Rissen zwischen den grossen Körnern der Hauptgemengteile. Mit ihm erscheint gelegentlich Pyrit in gut ausgebildeten Würfeln.

b. Biotit-Hornblendedioritische Adern (grobkörnig)

Im Unterschied zu den vorgängig beschriebenen Adern sind diese Adern hier wesentlich grobkörniger (Korndurchmesser 3 - 4 mm) und als femischer Gemengteil ist hier Biotit

anstelle von Hornblende anwesend. Das feldgeologische Auftreten ist dasselbe wie unter a. beschriebenen.

Der Mineralbestand

HG > 15 Vol.-%	:	Biotit, Plagioklas, Epidot
HG < 15 > 4 Vol.-%	:	Quarz, Chlorit, Titanit, Hornblende
NG < 4 Vol.-%	:	Apatit, Pyrit, Granat

Der Biotit, der nesterartige Anhäufungen bildet, ist einerseits dunkel-grasgrün, anderseits tief goldbraun. Es hat Körner von Biotit, deren eine Hälfte grün, die andere braun ist. Zu ca. 5 % kommt in diesen Biotit-Nestern hellgrüne Hornblende vor. Jedoch sind nirgends im Schliff direkte Pseudomorphosen wahrnehmbar.

Der Epidot als wesentlicher Gemengteil, der in Körnern bis zu 1 mm vorkommt, ist Pistazit. - Neu hinzu kommen gegenüber den feinkörnigen Adern Quarz und Granat. Der Quarz ist eindeutig jünger als die übrigen Gemengteile, da er sich lediglich an den Korngrenzen und auf Rissen aufhält. Granat bildet feinste idiomorphe Kristalle, deren Auftreten auf die Biotitnester beschränkt bleibt. - Uebrige Gemengteile siehe unter a. Die Hornblenden machen einen frischen Eindruck. Sie sind einschlussfrei und etwas dunkler in der Färbung als die früher beschriebenen blassgrünen Hornblenden.

c. Biotitreiche Schollen und Linsen

Die biotitreichen Schollen, die im Strassenanschnitt zwischen Oberwald und Gletsch sehr schön studiert werden können, sind die ältesten Einschlüsse im Gestein und gehören vermutlich schon zum ursprünglichen Syenit. Sie sind wesentlich feinkörniger (0,5 mm) als das Nebengestein und ihr Chemismus (Analyse CN 572) gleicht demjenigen der Restite.

An einer Stelle ist sehr schön zu sehen, wie das Metatekt, eine aplitisch-pegmatitische Ader in die Scholle hinein eine Apophyse bildet. Ebenso ist zu beobachten, wie gewisse Schollen unscharfe Ränder gegen den Restit haben, d.h. beide Gewebe ineinander übergehen.

Nach den früher gemachten Beobachtungen dürfte sich auch hier die alpine Metamorphose in der Bildung junger, fast farbloser Hornblende manifestieren. Kleine reliktsche alte Hornblendekörner sind alpin zu fast farbloser Hornblende verjüngt worden.

Der Mineralbestand der Schollen gleicht demjenigen des Restits, jedoch hier mit Vorherrschaft des braunen Biotits. Dieser nimmt mehr als einen Drittel des gesamten Gesteinsvolumens ein. Zweiter Hauptgemengteil ist Epidot (Pistazit) mit etwa 30 Vol.-%. Er bildet Anhäufungen kleiner, unregelmässiger Körner, Nebengemengteile sind Plagioklas, sehr stark saussuritisiert, Kalifeldspat-Perthit und Quarz. Titanit meist in guter Eigengestalt. Spärlich tritt etwas blassgrüne Hornblende auf. Sie ist teilweise mit Biotit parallelverwachsen, zeigt aber keinerlei Pseudomorphoseerscheinungen. Das Bildungsalter von Biotit und Hornblende dürfte dasselbe sein. An weiteren Uebergemengteilen sind Pyrit, Calcit, Chlorit, Apatit und Orthit zu nennen.

5. Ganggesteine

a. Aplite

Gelegentlich treten in den Syenit-Restiten Aplite auf, deren Ursprung aus den Untersuchungen nicht eindeutig hervorgeht. Im Strassenanschnitt zwischen Oberwald und Gletsch finden sich zwei solche Aplite, von denen der eine einen S-förmigen Verlauf hat. Die Dicke der Gänge bleibt relativ konstant. Sie beträgt in der Regel ca. 10 cm. Die Aplite sind fein- bis mittelkörnig und haben makroskopisch oft ein leicht gesprenkeltes Aussehen. - Drei Aplite sind in Tab. 13 einer näheren Dünnschliff-Untersuchung unterzogen worden.

	CN 367 Quarzdiorit-	CN 331 Quarzdiorit-	CN 232 Granitaplit
Hauptgemengteile > 15 Vol.-%	Plagioklas 6-10 % An Epidot	Plagioklas 6-10 % An Quarz	Kalifeldspat Quarz
Hauptgemengteile < 15 > 4 Vol.-%	Quarz Schachbrett- albit	Epidot Biotit braun Schachbrettalbit	Plagioklas 6-10 % An Calcit
Nebengemengteile < 4 Vol.-%	Orthit Chlorit	Chlorit	Chlorit Epidot Biotit grün

Tab. 13 Mineralbestände dreier Aplite

Plagioklas tritt entweder als gefüllte Körner oder als frische, albitverzwillingte Leisten auf. Die Füllung der ersteren ist Serizit oder öfter Klinozoisit in der Hauptsache. Die frischen Plagioklase sind jünger als die gefüllten. Dies konnte dort gezeigt werden, wo (junge) Plagioklasleisten (ältere) gefüllte Plagioklaskörner durchwachsen.

Epidot Hier ist wieder die schon früher erwähnte Beobachtung gemacht worden, dass zwei Mischkristalle der Epidot-Reihe auftreten. Die bis 1 mm grossen Epidotkörner sind Pistazit, während ältere, immer in Plagioklase eingebaute kleinere Körner und Stengel Klinozoisit sind.

Kalifeldspat ist immer perthitisch entmischt, seltener wurde Mikroklingitterung festgestellt.

Zu den sekundären Mineralien, meist auf Adern, können wir rechnen: Quarz, Biotit, Calcit und Pistazit. Die Albit-Leisten (und z.T. auch Biotit) sind ebenfalls sekundär; jedoch sind sie nicht auf Adern beschränkt, sondern im ganzen Gestein verstreut.

Zur Genese der Aplite: In bezug auf die Metatekte der Syenit-Restite kann eine Anzahl Aplite relativ datiert werden. An mehreren Stellen wurde festgestellt, dass Aplite die pegmatitischen Metatekte durchschlagen. Wenn wir nun die Metatektbildung zeitlich zusammen mit der Intrusion des Granits vom Typus Engi annehmen, und dieser frühherzynisch intrudiert ist, so müssten die Aplite ihren Ursprung von nachengigranitischen, aarmasivischen Graniten her haben. Welcher Granit dies im Detail war, kann nicht entschieden werden.

b. Biotit-Muskowit-Plagioklas-Schiefer (ev. verschieferter Lamprophyr)

An der Strasse zwischen Oberwald und Gletsch, von Oberwald aus in der zweiten durch die Strasse angeschnittenen Syenit-Lamelle, steht ein verschiefertes Gestein an, das sich von den übrigen Gesteinen der Zone durch seinen Muskowitgehalt unterscheidet.

Die Korngrösse des Gesteins beträgt im Durchschnitt 0,25 mm (Biotitlänge $\perp$ 001), die Farbe ist dunkelgrau bis fast schwarz. Rechterhand grenzt das Gestein scharf an Syenit-Restite, während die linke Seite des Aufschlusses unter dem Schutt einer Steilrinne verschwindet. - Der aufgeschlossene Teil misst parallel der Strasse ca. 1.50 m.

Der Mineralbestand:

HG: Biotit oliv/braun; Plagioklas, Calcit, Muskowit

NG: Quarz, Epidot, Titanit, Orthit, Zirkon, Pyrit, Apatit

Die Biotite sind ausnahmslos mit {001} in die Verschieferungsrichtung eingeregelt. Knapp die Hälfte des Mineralbestandes ist ihnen zuzuschreiben.

Der interessanteste Gemengteil ist der Muskowit. Er ist immer frisch und schön tafelig ausgebildet. Wie aus Dünnschliffzeichnung Fig. 16 hervorgeht, handelt es sich meist um richtige Quermuskowite. Dieses Mineral muss somit nach der letzten Verschieferung des Gesteins, nämlich alpin gebildet worden sein. Bemerkenswert ist, dass es sich hier um eine vollständige Neubildung handelt und nicht nur um ein eventuell älteres Mineral mit alpinem partiellem Stoffaustausch, wie wir bei den alpin gebildeten Biotiten unserer Quarzdiorite einschränken mussten.

Der Plagioklas ist ein Albit mit 5 - 10 % Anorthit-Gehalt. Er ist schwach bestäubt von Serizit und Klinozoisit. - Als weiterer Hauptgemengteil tritt ein wesentlicher Anteil an Calcit hinzu. Die übrigen Gemengteile sind die gleichen wie bei den Restiten.

In bezug auf die Genese könnte man auf einen ehemaligen Lamprophyr schliessen (deshalb die Einordnung hier bei den Ganggesteinen). Immerhin ist es möglich, dass lediglich ein ausserordentlich stark verschieferter und umkristallisierter Restit vorliegt.

Fig. 16 Dünnschliff-
zeichnung. Quermusko-
wite in Bi-Mc-Plag-
schiefer



IV. VERGLEICH MIT DEM KALI-SYENIT DES PIZ GIUF ¹⁾

Zumal nach der geographischen Lage die beschriebenen "Syenite" eine Fortsetzung im Kalisyenit des Piz Giuf zu haben scheinen, drängt sich ein Vergleich in jeder Hinsicht auf.

"Die Syenit-Zone stellt in der Horizontalprojektion der Karte den schwach S-förmig gekrümmten Querschnitt einer zirka 13 km langen, schmalen Linse innerhalb der granitischen Gesteine dar."

So leitet WEBER (1904, S.5) die Beschreibung der Syenitzone ein. Mit den Worten (S.10):

"Was dem Gestein das eben so auffällige als wohlgefällige Aussehen verleiht, ist die porphyrische Struktur in Verbindung mit dem Farbenkontrast zwischen dem reinen Weiss der annähernd oder vollständig parallel geordneten grösseren "Orthoklas-Tafeln" und dem dunklen Schwarzgrün der dazwischen eingestreuten Hornblenden und Glimmer."

gibt der gleiche Autor eine makroskopische Charakterisierung des Haupttypus des Syenits.

Was uns aber im Zusammenhang mit den Syenit-Restiten im untersuchten Gebiet mehr interessiert, sind Anomalitäten von dieser Hauptausbildung, die sich nach WEBER's Beschreibung

1) Auf der neuen Landeskarte der Schweiz 1 : 50'000 : Piz Giuf

bung vor allem in der Randfazies des Kali-Syenits gegen den angrenzenden Granit und in schmalen Syenitlamellen finden.

1. Nach den Beobachtungen (lit.cit.S.6-7) am Ostgrat des Bächistocks ist WEBER wegen des makroskopischen Bildes nicht mehr sicher, ob er den Syenit hier der eigentlichen Syenit-Zone zuordnen darf. Er schreibt dazu:

"Bei näherer Beobachtung gewinnt es aber mehrfach den Anschein, als ob es sich hier nicht um die eigentliche Syenit-Zone handle, sondern nur um zahlreiche, stellenweise dicht geschaarte, im sauren Granit eingeschlossene Bruchstücke derselben, Schollen von ganz verschiedenen, oft gewaltigen Dimensionen."

2. Bei der Rientallücke (SW-Ende des Syenit-Zuges) findet WEBER folgende Verhältnisse (S. 7):

"Auf die der Lücke zunächstliegenden hellen aplitischen und dunklen sericitischen Schiefer (zirka 10 m) folgt nördlich eine zirka 40 m mächtige Masse von einem granitisch struierten, mittel- bis feinkörnigen Gestein von bald mehr syenitischem bald mehr dioritischem Charakter und massiger bis gneissiger Textur."

Auf der Kartenskizze II 1 : 50'000 erreicht diese Syenitlamelle eine maximale Mächtigkeit von 60 m.

3. Am NE-Ende des Syenits wurden beim Krützlipass ähnliche Verhältnisse wie in der Rientallücke festgestellt. Am Krützlipass ist die Zone ca. 90 m dick.

4. Am interessantesten und am meisten übereinstimmend mit unserem Syenit-Restit sind die Beschreibungen der "Basischen Facies" oder wie sie auch genannt wird, des "Basischen Randsyenits". Einige Stellen werden hier wörtlich zitiert:

S. 55 "Die Gesteinsprobe mit 55,44 % SiO_2 und 2,815 spez. Gewicht stammt von der Wand des Schattig Wichel, wo sich längs der Nordgrenze der Syenitzone eine basische Randfazies ausgebildet hat."

"Quarz tritt noch mehr zurück als in diesem (Haupttypus), wird makroskopisch unsichtbar und dürfte, seiner Menge nach, soweit primär, zwischen 0 und maximal 5 % schwanken. Der Biotit hält der Hornblende das Gleichgewicht oder herrscht vor,...."

"Zirkon, Apatit (mit pleochroitischem Pigment) und Titanit (makroskopisch dunkelbraun, matte Oberfläche) sind in relativ grossen Individuen recht zahlreich vertreten, der Orthit fehlt auch hier in keinem Schliff."

"Dieser basische Randsyenit enthält ziemlich häufig flachlinsenförmige basische Ausscheidungen, etwa handgrosse (oder grössere) lokale Anhäufungen der älteren Ausscheidungsprodukte. Makroskopisch erscheinen sie fast vollkommen schwarz, weil scheinbar nur aus Hornblende, Biotit und Titanit bestehend;.... "

S. 64 Im Abschnitt über Schlieren finden wir Analogien zu unserem Syenit-Restit:

"Bei mittlerem bis grobem Korn werden durch die Zusammenhäufung hier der Feldspäte, dort der Hornblenden und Glimmer die porphyrtartige Struktur und die primäre Paralleltexur aufgehoben."

"....die Kalifeldspäte des Syenits herrschen über den Plagioklas weit vor,...."

S. 67 Den Südrand der Syenitzone bildet wiederum ein vom Haupttypus abweichendes Gestein:

"Als Syenitgneiss und Syenitschiefer tritt der Syenit hauptsächlich in den Randpartien der Zone und in den Gebieten reduzierter Mächtigkeit auf; so bildet das Endglied der Schieferung, ein epidotreicher, sericitischer, blättriger Biotitgneiss, NW unterm Federälpler (östliche Talseite des Fellitales) den Südrand der Syenitzone."

Mikroskopischer Vergleich

Im nachstehenden seien die Beobachtungen an unseren Syeniten mit den Daten von WEBER verglichen. Vollständige Analogien findet man in der Beschreibung von Hornblende und Titanit.

Hornblende: Auf S. 21 beobachtet WEBER ebenfalls "eine fast farblose bis hellgrünliche Randhornblende", die mit scharfen Grenzen einen Zonarbau der dunkelgrünen Fe-reichen Hornblende bewirkt. Er deutet dieses Phänomen allerdings als eine ursprüngliche Inhomogenität der Hornblendesubstanz zur Zeit der primären Kristallisation.

Titanit: Der Autor bezeichnet den Titanit als Leitmineral der Syenitzone, das fast nie fehlt, immer in briefcouvertförmigem Habitus erscheint, oft zwillingslamelliert ist. Ferner schreibt WEBER:

"Resorptionserscheinungen in allen Stadien sind sehr verbreitet; erst fallen der Korrosion die scharfen, dann die stumpfen Kanten zum Opfer, dann ergreift sie die grösseren Flächen und dringt in Buchten und Taschen ins Innere, bis schliesslich ein grösserer Titanitkrystall in einen Haufen unzusammenhängender, kleinerer, gleichzeitig auslöschender Körner aufgelöst oder zum einzelnen formlosen Korn reduziert ist."

Orthit und Apatit sind fast in keinem Falle fehlende Uebergengenteile.

Bei den Plagioklasen, die Albit bis Oligoklas sind, beschreibt der Autor eine "tiefgreifende Umwandlung in Epidot/Zoisit, resp. Klinozoisit." Ebenfalls wird ein kleiner Anteil an frischem etwas basischerem Plagioklas beobachtet. Diese entsprechen den frischen Andesinen der vorliegenden Untersuchung.

Quarz fehlt völlig im Gestein.

Kalifeldspat ist im Giuf-Syenit als grössere "einsprenglingsartige" Feldspattafeln entwickelt und hat oft Mikroklingitterung. - F. WEBER erwähnt ferner, dass der Kalifeldspat ungefähr die Hälfte des Gesteinsvolumens einnimmt. Dies dürfte jedoch in unserem Gestein, wenn man den Kalifeldspat der Metatekte zu dem der Restite zählt, nicht ganz der Fall sein.

Biotit mit Sagenit: Die Tatsache, dass der Glimmer, falls er zusammen mit Hornblende auftritt, gleichfarbig mit dieser ist, wird hier auch bestätigt. Die Variation Biotit/Hornblende wird wie folgt charakterisiert:

"Die dunklen Gemengteile sind dunkel-schwarz-grüne Hornblende und gleichfarbiger Glimmer in wechselndem Mengenverhältnis, das zwischen nahezu gänzlichem Ausschluss des Glimmers und Alleinherrschaft desselben schwankt; diese ist jedoch keine primäre, sondern ist zum grössten Teil das Resultat einer Umwandlung von Hornblende in Glimmer, wie bisweilen aus Pseudomorphosen hervorgeht."

Die Variation innerhalb des Biotit/Hornblende-Verhältnisses der untersuchten Gesteine der Syenit-Restite wird hier ausreichend bestätigt.

Chemischer Vergleich

In chemischer Sicht ergeben sich einige geringfügige Abweichungen im Vergleich mit unseren Syeniten, respektive mit der Mittelanalyse M.S., die als Vergleichsbasis herangezogen werden muss (s.Tab.12 S.58, Analyse W 14).

Die grösste Abweichung ist 2,8 % beim Gesamteisen. Das K_2O ist im Kali-Syenit 2,7 % höher (vgl. K_2O/Na_2O -Diagramm Fig.19, S. 89), MgO 1,6 % niedriger. Die Abweichungen der übrigen Oxyde liegen unter dieser Grenze. Die Gesamtabweichung unserer berechneten Analyse verläuft unter spezieller Berücksichtigung des etwas niedrigeren Kalifeldspatgehaltes in Richtung Syenodiorit.

Wenn man aber berücksichtigt, dass einerseits der Giuf-Syenit in seinem Chemismus schwankt - z.B. bemerkt WEBER eine Abweichung des SiO_2 in verschiedenen Typen bis zu 12 % - und nur eine einzige Vergleichsanalyse vorliegt, andererseits die Mischungsanalyse eine berechnete ist und ebenfalls ein gewisser Fehler anzunehmen ist, sind Schwankungen in obigem Ausmass geringfügiger Natur.

Zusammenfassend kann also mit einiger Sicherheit ausgesagt werden:

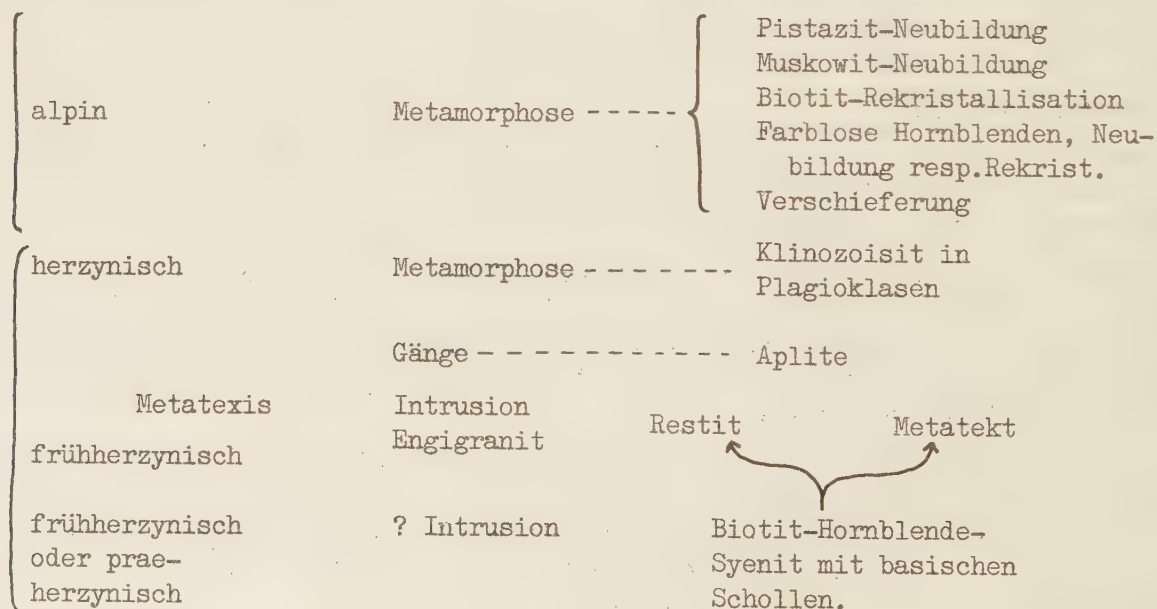
- Feldgeologisch dürfen unsere Syenit-Restite (inkl. Metatekte) mit der basischen Randfazies des Giuf-Syenits gleichgesetzt werden. In diesem Fall müsste analog nach meiner Interpretation die basische Randfazies des Giuf-Syenits eine durch intrudierende Granite randlich thermisch veränderte Fazies des Giuf-Syenit-Haupttypus darstellen.
- Weitgehende Analogien zwischen Giuf-Syenit (inkl. basische Randfazies) und Syenit-Restiten in mikroskopischer Sicht.
- Der chemische Vergleich zwischen Giuf-Syenit und unserer berechneten Mittelanalyse M.S. ergibt eine annähernde Uebereinstimmung.
- Nicht analog zu unseren Beobachtungen ist das Auftreten von pleochroitischen Höfen um Orthit, Zirkon, Titanit und der damit zusammenhängenden höheren Radioaktivität der Gesteine des Piz Giuf.

V. DER GRANIT VOM TYPUS ENGI

Wie schon eingangs erwähnt wurde, liegen zwischen den einzelnen Lamellen von Syenit ebensolche Lamellen von Granit vom Typus Engi. Da dieser Granit eine besondere Stellung auch in anderen Gesteinszonen des untersuchten Gebietes einnimmt, wird er in einem speziellen Kapitel besprochen.

VI. ZUSAMMENFASSUNG UND ALTERSSCHEMA

Wenn wir zusammen mit der Auffassung WEBER's gehen, müssen wir der Intrusion des ursprünglichen Biotit-Hornblende-Syenits früh-herzynisches Alter zumessen. Wir selbst haben wenig Anhaltspunkte, dass es sich um eine herzynische Intrusion handelt. - In einer späteren herzynischen Phase müsste dann das Gestein einer partiellen Aufschmelzung unterlegen sein. Ursache dieser Metatexis war der als Heizkörper auftretende Granit vom Typus Engi, der lamellenförmig zwischen die schmalen Syenitlamellen intrudierte. - Es entstand streng innerhalb der Syenite eine feste und eine mobile Phase. Die mobile (eutektische) Phase migrierte auf kurze Wegstrecken. Nach der Verfestigung können wir heute unterscheiden zwischen einem Mobilisat (= Metatekt = Ektekt) und einem Restit. - Spätherzynisch drangen spärliche aplitische Nachschübe, die von einem aarmassivischen Granit her stammen, ein. Die Ereignisse während der alpinen Orogenese sind Biotitrekristallisationen, Muskowitneubildungen und Rekristallisationen farbloser Ränder an den alten, grünen Hornblenden.



Tab. 14 Zeitlicher Ablauf in der Syenit-Zone

D. DIE ZONEN DER HELLEN GNEISE

Im untersuchten Gebiet treten eine Anzahl von grösseren und kleineren Zonen von hellen z.T. porphyroblastenführenden, z.T. migmatitischen Gneisen auf. Es sind dies:

- I. Die Zone der Biotit-Serizitgneise von Oberwald
- II. Zwei Linsen von granodioritischen Grobporphyroblastengneisen
- III. Die zwei Zonen der Gneise von Grimsel-Längis und der Augengneise von Gletsch
- IV. Drei Zonen von stark migmatitischen Gneisen.

Die Besprechung der Genese aller dieser Gesteine erfolgt am Schluss dieses Kapitels.

I. ZONE DER BIOTIT-SERIZITGNEISE VON OBERWALD

1. Einleitung

Unmittelbar nördlich Oberwald an der Strasse sind Gneise aufgeschlossen, die im Nordosten nach ca. 1 km auskeilen. Im Südwesten am Ende des Kartengebietes erscheinen sie im Mühlebachprofil ob Obergesteln. Es sind helle, graue und von Epidot grünliche, mittelkörnige, dioritische (seltener auch granitische) Biotit-Serizit-Gneise, die auf der Karte von FEHR (1926) als "Paragneise, metamorphe Tonschiefer" ausgeschieden sind. Zieht man den Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit innerhalb dieser Zone in Betracht, neigt man dazu, diese Gneise sedimentären Ursprungs zu deuten (vgl. dazu HUGI und HUTTENLOCHER, 1922). Die Uebergänge von granitisch-grobkörnigen Biotit- und Muskowit-Gneisen zu den feinkörnigen Serizit-Phylliten vollziehen sich in der Regel kontinuierlich ohne Abgrenzung, jedoch sind auch scharfe "Fazieswechsel" beobachtbar, mit Vorliebe dort, wo sich die letztgenannten Phyllite einlagern. Im Anschliff ist oft eine feine Bänderung festzustellen, die durch eine planare Anreicherung von Biotit entsteht. Kalifeldspat-Porphyroblasten sind in diesen Gesteinen nicht selten. - In den Gneisen sind Aplite und Amphibolite konkordant eingelagert.

An mehreren Stellen an der Strasse zwischen Oberwald und Niklauskehr (Kapelle St. Niklaus), wo die Aufschlussoberfläche parallel der Verschieferungsfläche verläuft, sind zwei Dinge sehr schön zu beobachten. Einerseits ausgesprochen schön ausgebildete alpine Zerrklüfte mit Quarz, Adular, Chlorit und Hämatit (Tafel 4 Foto 29). Andererseits (Tafel 4 Foto 28) ist eine schöne Kleinfältelung ausgebildet mit einer senkrecht dazu stehenden Lineation. Das Azimut des Fallens der Faltenaxe der Kleinfältelung beträgt N165°E. Die Axe fällt mit 18° gegen NE ein.

Die Arbeit von J. JAKOB (1919) und seine chemischen Analysen in dieser Zone werden in der Zusammenfassung am Schluss des Kapitels "Helle Gneise" besprochen.

2. Der Mineralbestand der Biotit-Serizitgneise

Neben den erwähnten Kalifeldspat-Porphyroblasten tritt auch Kalifeldspat in der Matrix auf. Er ist immer perthitisch entmischt und kommt in der Regel als skelettartige Körner vor. In dieses Skelett sind Quarz, Plagioklas und die übrigen Gemengteile eingebaut. Vermutlich sind es Relikte ursprünglich grösserer Kristalle von Kalifeldspat. Ein Teil der an Dünnschliffen untersuchten Gesteine führt Kalifeldspat mit Mikroklingitterung. In fast allen Proben überwiegt ein stark serizitisierter Plagioklas von 5 - 12 % An. Die übrigen Gemengteile sind: Ein wechselnder Anteil an Quarz, dessen Anteil zwischen 20 und 40 % schwankt; brauner Biotit in den Biotit-Chlorit-Gneisen; Muskowit bei gleichzeitigem Fehlen dunkler Gemengteile; grüner und farbloser Chlorit wurde in fast allen Schliffen gefunden. In wechselnder Menge tritt ferner als Nebengemengteil auf: Epidot, Calcit, Orthit, Pyrit, Titanit, Zirkon, Apatit.

3. Die Aplite

Die Aplite dieser Zone sind konkordant in die Gneise eingelagert, sie sind mit diesen verschiefert und übersteigen in der Dicke einige Zentimeter kaum. Es sind Granodiorit-

aplite mit sehr spärlichen dunklen Gemengteilen. Eine feinkörnige Trümmerstruktur des Quarzes, in die einige grosse Körner von Plagioklas eingebettet sind, ist üblich. Es ist ein schwach serizitisierter Albit mit 2 - 8 % Anorthit-Gehalt. Eine schwache Andeutung von zonar serizitisierten Plagioklasen ist im Dünnschliff zu beobachten. Mikroklin in Siebstruktur mit Quarz in den Hohlräumen. An Nebengemengteilen treten in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit auf: Muskowit, Calcit, Epidot (Klinozoisit), Biotit, Chlorit.

4. Die Amphibolite

Zumal in der ganzen Zone der Biotit-Serizit-Gneise von Oberwald kein Amphibol als gesteinsbildender Anteil vorhanden ist, ist es bemerkenswert, dass an einer Stelle eine plattenförmige, konkordante Einlagerung eines einige Zentimeter dicken Amphibolites gefunden werden konnte.

Er ist mittel- bis feinkörnig, dunkelgrün bis fast schwarz. Im Anschliff und unter dem Mikroskop kommt sehr deutlich zum Ausdruck, dass die Hornblenden mit ihren C-Achsen ausgezeichnet in die Schieferungsrichtung eingeregelt sind, wie dies W. SCHMIDT (1928) bei Amphiboliten anhand Gefügediagrammen gezeigt hat.

Die Hornblende ist eine gewöhnliche grüne mit dem Pleochroismus

Z	grün
Y	oliv-grün
X	hell-gelb bis bräunlich

Der im konoskopischen Bild geschätzte Achsenwinkel beträgt $2V_x = 75^\circ$

Plagioklas ist selten verzwilligt. Es wurden Werte von 5, seltener 10 % Anorthit gemessen; schwache Serizitisierung. Als zweiter dunkler Gemengteil tritt in halbem Mengenverhältnis zum Amphibol brauner Biotit auf. Epidot ist häufigster Nebengemengteil. Weitere Nebengemengteile sind: Titanit häufig mit Ilmenitkern, Chlorit. Deutlich geht aus diesen Schliffen hervor, dass der Titanit entlang von Haarrissen dem Amphibolit zugeführt wurde.

II. GRANODIORITISCHE GROBPORPHYROBLASTENGNEISE

1. Einleitung

Zwei Zonen, resp. Linsen dieser markanten Gesteine sind auf der Karte ausgeschieden worden. Einen sehr schönen Einblick in die südliche der Zonen gewährt der erste Aufschluss, wenn man in Richtung Gletsch auf der Strasse Oberwald verlässt. Die zweite Zone liegt am Strässchen, das vom Kalten Kehr auf die Grimsel führt, südlich vom Alpstafel Lager.

Es sind helle, massige bis schwach verschieferte granitische Gesteine, die durch ihre grossen weissen Feldspatporphyroblasten auffallen. Die Feldspäte sind entweder homogen in das Gestein gestreut oder bilden Nester (Tafel 4 Foto 31). Der Grossteil der Kalifeldspäte ist gut idiomorph, in allen Richtungen in das Gestein eingelagert. Ein kleinerer Teil hat, so eine solche vorhanden, die Schieferung gut erkenntlich mitgemacht, indem die Feldspäte ausgeschwänzt sind und Augencharakter annehmen. - Im Anschliff oder in nassem Zustand ist der Gneis durch seinen Epidot- und Serizitgehalt grün-gelblich. Der mittlere Durchmesser der Porphyroblasten ist 1 - 1,5 cm, das Grundgewebe ist mittel- bis grobkörnig.

2. Mikroskopischer Mineralbestand

Guinier-Vergleichsaufnahmen und mikroskopische Untersuchungen ergaben für die Porphyroblasten monoklinen Kalifeldspat-Perthit. Als Einschlüsse darin finden sich Plagioklas, Chlorit, Titanit und Quarz.

Der Mineralbestand für das Grundgewebe lautet:

HG > 15 Vol.-%	Quarz, Plagioklas 5 - 10 % An
HG < 15 > 4 Vol.-%	Kalifeldspat-Pethit, Epidot, Biotit, Calcit, Orthit
NG > 4 Vol.-%	Titanit, Pyrit, Chlorit, Apatit, Zirkon

Ein interessantes Phänomen ist das häufige Vorkommen, zuweilen sogar überhand nehmen von zonar serizitisierten Plagioklasen (Tafel 4 Foto 30). Der Kern des Plagioklases ist sehr stark verglimmert, während um diesen Kern herum ein Rand liegt, der völlig frei von Einschlüssen ist. Es dürfte sich dabei um ein Weiterwachsen handeln, nachdem die Feldspäte bereits eine Metamorphose überstanden haben. Diese Erscheinung tritt auch an einigen Individuen auf, die in den Kalifeldspat-Porphyroblasten als Einschlüsse vorliegen.

An einigen wenigen Exemplaren konnte gezeigt werden, dass der Chemismus von Kern und Rand derselbe ist: An 5 - 10 %. Jedoch kann an den meisten Körnern der Kern wegen der Serizitisierung nicht untersucht werden.

3. Marmorbänder

Die Marmorbänder und Linsen sind in der Regel 2 - 10 mm dick. Im Gegensatz zu den Marmoradern im Südlichen Aaregranit (s.S. 87) ist hier der Calcit, aus dem diese Bänder ausschliesslich bestehen, grobkristalliner. Die Adern verlaufen konkordant zum Streichen der Gneise. Das Azimut des Fallens der Marmorbänder beträgt N 162°E, währenddem alpine Zerrklüfte in diesen Gneisen um N 235°E streuen. Vermutlich handelt es sich bei den Marmoradern um eine praealpine Spaltenfüllung, die alpin marmorisiert worden ist. Immerhin darf eine frühalpiner Bildung der Marmoradern nicht ausgeschlossen werden.

III. GNEISE GRIMSEL - LAENGIS UND AUGENGNEISE VON GLETSCH

1. Räumliche Verbreitung und Charakteristik

Durch die Migmatitzone von Gletsch voneinander getrennt, verlaufen nördlich und südlich derselben zwei Gneiszonen, deren Gesteine so ähnlich ausgebildet sind, dass sie miteinander besprochen werden. Von Nordosten her streichend treffen sich die beiden Zonen dort, wo die Hauptmigmatitzone von Gletsch gegen Westen auskeilt, ungefähr bei Koord. 155.75/668.85, ca. 600 m nordöstlich Nassboden. Weiter im Streichen gegen SW können die Gesteine weder der einen, noch der anderen Zone zugeordnet werden, so dass auf der Karte die gleiche Signatur verwendet wurde.

Es sind helle, z.T. massige, z.T. stark verschieferte Gesteine mit stellenweise vorhandener Augentextur. Die Augen sind einschlussreiche Kalifeldspat-Perthite, teils mit Mikroklin-Gitterung. An bestimmten Stellen treten sie reichlich auf, an anderen Stellen fehlen sie völlig. Es sind dann homogene, gleichkörnige, uncharakteristische, granitische Gneise.

Die nördliche der beiden Zonen, Augengneise von Gletsch, wurde von FEHR als "stark gepresste permokarbonische Konglomeratgneise" kartiert. Vermutlich entstand diese Bezeichnung auf Grund der zahlreichen Feldspat-Augen und der dadurch auf den reichlich vorhandenen Schieferungsflächen entstehenden charakteristischen Rundbuckel und Höcker. Systematische Untersuchungen haben aber gezeigt, dass es sich dabei immer um Einzelfeldspäte und nie um anderes Material handelt.

2. Mineralogische Beschreibung der Gneise

a. Das Gestein ohne Kalifeldspat-Augen

Wie aus den angetroffenen Inhomogenitäten auf grösseren Bereich im Feld hervorgeht, spiegelt sich diese Variation auch im Mineralbestand der Gneise. Es wurden verschiedene Dünnschliffe auf Haupt- und Nebengemengteile untersucht. Die Resultate wurden in Tab.15 zusammen gestellt.

Quarz als konstantester Hauptgemengteil bildet immer ein fein- bis mittelkörniges, granoblastisches Gefüge. Er zeigt oft undulöse Auslöschung. Kalifeldspat ist ausgebildet als Perthit, gelegentlich zeigt er Mikroklin-Gitterung. Plagioklas, ein Albit von 5 - 10 % An-Gehalt ist in der Regel frisch bis leicht von Serizit bestäubt. Die Anorthitgehalte gelten nur für, der Messung zugängliche, verzwillingte Körner nach dem Albitgesetz.

Der braune Biotit ist meist gut entwickelt, besonders dann, wenn er quer in die Schieferung gestellt ist. Die Querbiotite (und höchstwahrscheinlich auch die parallel zur Schieferung verlaufenden) sind alpine Neubildung oder Rekristallisation. Muskowit und Serizit kehren in allen Gesteinen wieder, wobei ersterer in den frischen Proben, letzterer in den verschieferten Gesteinen häufig erscheint. Fast in allen Dünnschliffen treffen wir Epidot, Titanit und Chlorit an. Orthit, Apatit und Calcit gehören ebenfalls zu immer wiederkehrenden Mineralkomponenten. Als Erz fällt Pyrit schon makroskopisch auf, im Dünnschliff jedoch auch Schüppchen von Hämatit.

b. Die Kalifeldspat-Augen

Makroskopisch zeigen einzelne Feldspäte mehr oder weniger gute Eigengestalt, andere sind richtig ausgewalzte und ausgeschwänzte Augen. Das Grundgewebe der Gneise fließt mit seiner Paralleltextur um die Feldspäte herum. Unter dem Mikroskop sind diese augigen Kalifeldspäte einkörnig aber sehr unhomogen mit vielen Einschlüssen. Unregelmässige Plagioklase mit amöbenartigen Rändern bilden den Hauptanteil der Einschlüsse. Es konnten auch in diesen Kalifeldspäten ganz schwach eingeregelter Einschlussplagioklase gefunden werden. Die Einregelung und die eindeutige Form der Körner sind jedoch bedeutend weniger prägnant, als dies bei den grobporphyrischen Granodioriten in den Migmatiten (s.S. 38ff) der Fall ist. - Der Genese am Schluss des Kapitels "Helle Gneise" sei hier vorgegriffen: Wir halten die Kalifeldspat-Augen für eine voralpine Bildung, die alpin z.T. deformiert wurden.

3. Ein Aplit

Ein einziger Aplit wurde in den Gneisen Grimsel-Längis, keiner in den Augengneisen von Gletsch gefunden. Der 10 cm dicke Aplit wurde nahe dem Nassboden auf einer Höhe von 2150 m beim neuen Grimselweg gefunden. Unter dem Mikroskop besteht er in der Hauptsache aus einem feinkörnigen, schwach kataklastischen Gefüge von Quarz und Mikroklin. Als Nebengemengteil finden wir länglichen, siebartig ankorrodierten Muskowit und Titanit mit Erzkern. - Ueber Alter und Zugehörigkeit des Aplites kann weder feldgeologisch noch mikroskopisch eine Aussage gemacht werden.

IV. STARK MIGMATITISCHE GNEISE

Auf unserer geologischen Karte sind einige Zonen von stark migmatitischen Gneisen in punktierter Strichsignatur ausgeschieden worden. Die eine der Zonen zieht sich am Nordkontakt der Biotit-Quarzdiorite von der Eisfluh hinunter ins Rhonetal, quert dieses und zieht den Hang hinauf gegen den Längisgrat, wo sie auf ca. 1900 m ü.M. auskeilt. Zwei weitere kleinere Zonen von migmatitischen Gneisen liegen ca. 400 m nördlich von der ersten.

Es sind untypische Gesteine von wechselndem Charakter. Dunkle Biotitgneise gehen über in hellere Varietäten; Amphibolite fehlen völlig. Die Kontakte der einzelnen Zonen sind tektonisch. Von den Hauptmigmatitzonen unterscheiden sich die stark migmatitischen Gneise einerseits durch das Fehlen von Amphiboliten, andererseits durch das Fehlen der aplitischen Durchaderung. Es gibt zwar hellere aplitische Partien, die gelegentlich in Schlieren geisterhaft das Gneis-Grundgewebe aufhellen.

Mikroskopisch wurden diese Gesteine nicht untersucht, da sie im Feld relativ uninteressant sind und wenig Aussicht bieten, dass zur Genetik der Migmatite ein wesentlicher Beitrag geliefert werden könnte. Die Hauptmigmatitzonen und die Syenite lieferten uns weit dankbarere Aufschlüsse, um in unserem Gebiet wenigstens eine annähernde Ordnung in den Vorgang der Migmatitbildung zu bringen.

V. GENESE DER HELLEN GNEISE

Schon HUTTENLOCHER (1947) stellte fest, dass weite Areale der südlichen Schiefer von Augengneisen eingenommen werden, deren geologisches Auftreten schon meistens auf sedimentäre Herkunft hinweise. Hierbei seien die Augen oft albitisierte Mikroklinporphyroblasten mit Einschlüssen von runden Quarz- und Plagioklaskörnern (lit.cit.Bild 26). Die Gneise zeigen viele Granitisationerscheinungen. Der Autor erwähnt ferner auch die Einschluss-Plagioklase mit einschlussfreiem Saum und nimmt diese Ränder als alpine Bildungen an.

Ferner schreibt HUTTENLOCHER in WELLS M.K. u.A. (1948): "Feldspathised granitic looking gneiss cannot be distinguished from real granits of magmatic origin".

J. JAKOB (1919) und W. FEHR (1921) haben für die Gneise von Oberwald ein sedimentogenes Ausgangsmaterial angenommen, das später durch Injektionsmetamorphose verändert worden ist. "Vor der Injektion war das Gestein ein Biotitschiefer". Der Uebergang von schiefrieger zu gneisiger bis zu massiger Textur der Gneise erklärt JAKOB durch zunehmende Injektion.

Mit den Worten "granitic looking gneiss" hat HUTTENLOCHER eigentlich schon gesagt, dass eine eindeutige Aussage über die Genese der Gneise nicht leicht sei. Auch die vorliegenden Untersuchungen an den hellen Gneisen haben kein Licht in dieses Problem gebracht. Hingegen sind wir hier der Ansicht, dass unsere hellen Gneise granitisierte ehemalige Sedimente sein könnten. Wir glauben dies vor allem schliessen zu dürfen

- aus der Form und geologischen Lagerung der Gneise in der Schieferhülle
- aus der sehr variablen petrographischen Zusammensetzung, vor allem der Gneise von Oberwald, die das Vorliegen eines Orthogneises unwahrscheinlich macht.

Anlässlich der Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft (HÜGI Th., NIGGLI E., NOWACKI W. und STALDER H.A., 1962) wurden zwei Meinungen über das Entstehungsalter der Kalifeldspat-Augen in den Augengneisen von Gletsch geäußert:

"Prof. Niggli vertrat die Ansicht, dass auch diese Feldspäte sehr wohl älter als die Ausbildung der letzten Schieferungstextur sein können, während Herr Dr. Hafner die Feldspäte für gleichaltrig oder jünger als die Verschieferung hielt."

Nach den vorliegenden Untersuchungen möchte ich mich eher der ersten Ansicht anschliessen. Ich nehme an, dass - wenn nicht alle, so doch der Grossteil - die Kalifeldspäte präherzynische oder herzynische Porphyroblasten sind, die z.T. herzynisch, vor allem aber alpin verschiefert und zu Augen ausgewalzt worden sind. Unsere Gründe sind folgende:

- a) In den Augengneisen Grimsel/Längis machte ich die Beobachtung, dass ein Kalifeldspatauge von einem Aplit des Engigranits an der Gangwand abgeschnitten wird. Wenn wir den Engigranit als frühherzynisch interpretieren, hat der Kalifeldspat ein Bildungsalter von vor- bis frühherzynisch.
- b) Die Augengneise von Grimsel-Längis sind grundsätzlich gleich ausgebildet, wie die Augengneise von Gletsch (s.S.73). Zumal die Augen in den letztgenannten auch mindestens eine Verschieferung mitgemacht haben, dürfen wir ihr Bildungsalter mit demjenigen der Augengneise Grimsel-Längis gleichsetzen.

Wir glauben schlussfolgernd zusammenfassen zu dürfen, dass in den Augengneisen s.l. mit Ausnahme des Albits keine gesteinsbildenden Feldspäte zu alpiner Zeit entstanden sind.

E. GRANIT VOM TYPUS ENGI

I. EINLEITUNG

Der Granit vom Typus Engi ist eines der wenigen Gesteine im untersuchten Gebiet der Schieferhülle, die es gestatten, relative Altersbeziehungen in bezug auf das Nebengestein durchzuführen. Der Granit steht in Intrusivkontakt mit Gesteinen der Syenit-Zone, der

Hauptmigmatitzone von St. Niklaus und der Augengneise Grimsel-Längis. Sein Auftreten ist stockförmig; er bildet aber auch langgezogene Linsen.

Die wechselnde mineralogische Zusammensetzung (s.Tab.16) äussert sich im Feld durch die makroskopische Inhomogenität des Granits. Mittelkörnige, helle, im Handstück homogene Typen wechseln auf wenige Meter Distanz zu dunkleren Typen mit grossen Kalifeldspäten. Der Uebergang von den einzelnen Typen kann kontinuierlich erfolgen, es können aber auch scharfe Grenzen vorhanden sein, so dass man zur Ansicht neigt, dass es sich um verschiedene, kurz aufeinander folgende Teilintrusionen handelt.

Da vor allem in feldgeologischer, aber auch in mineralogischer Sicht eine sehr grosse Ähnlichkeit des Granites vom Typus Engi mit dem Baltschiedergranit (SWIDERSKI, 1919) besteht, soll in der Folge ein Vergleich durchgeführt werden:

Der Baltschiedergranit im westlichen Aarmassiv wurde unter dieser Bezeichnung erstmals von SWIDERSKI (1919) in die Literatur eingeführt. Später bezeichnete HUTTENLOCHER (1933) denselben Granit nach dem Vorkommen am Wiwannahorn als Wiwannigranit. SWIDERSKI hebt hervor, dass der Baltschiedergranit feinkörniger ist als der Zentrale Aaregranit; er weist ferner auf die Fazieswechsel innerhalb des Granites hin: dieser könne bis zu Gneisen und Augengneisen "mit grossen Phaenokristallen von Orthoklas und Mikroklin" variieren. SWIDERSKI nimmt für den Baltschiedergranit ein höheres Alter an, als für den Zentralen Aaregranit.

HUTTENLOCHER beschreibt ein Profil im Baltschiedertal, wo "das innige Verschweissen von Wiwannigranit und Schieferhülle unter Ausbildung einer intensiven Aplitisierung" beobachtet werden kann. Zusammenfassend kann also der Baltschiedergranit (Wiwannigranit) wie folgt charakterisiert werden: Starke Fazieswechsel auf kleine Distanzen; Haupttypus feinkörniger als Zentraler Aaregranit; Intrusion in die Schieferhülle des Zentralen Aaregranites. Alle diese Eigenschaften treffen auch für den Granit vom Typus Engi zu. Allerdings muss bemerkt werden, dass der Engigranit eine weit weniger starke Aplitisierung in der Schieferhülle entwickelte, als sie HUTTENLOCHER im Baltschiederprofil beschreibt.

HUTTENLOCHER bemerkt, dass der Granit (Wiwannigranit) im mittleren Aarmassiv zwischen Oberwald und Oberalp eine Unterbrechung erfährt. "An seine Stelle treten syeno-dioritische Gesteine". Auf diese Feststellung ist nun nach eigenen Untersuchungen hinzuzufügen:

1. dass ein dem Baltschiedergranit ähnlicher Granit auch in diesem Bereich der südlichen Schieferhülle gefunden werden konnte (unser Granit vom Typus Engi),
2. dass die syeno-dioritischen Gesteine, womit der Autor ohne Zweifel die FEHRschen "Monzonite" und "Shonkinite" meint, älter sind. Letztere werden vom Granit vom Typus Engi durchbrochen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass der Engigranit in manchen Eigenschaften ähnlich zu sein scheint mit dem Baltschieder- resp. Wiwannigranit SWIDERSKIs und HUTTENLOCHERS.

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

a. Der normale Granit

Die Ausbildung des Granits vom Typus Engi ist in der Regel stark wechselnd. Es lassen sich generell zwei Faziestypen unterscheiden:

- Typ A: Mittelkörnige, helle, biotitführende Granite und Granodiorite
- Typ B: Gegenüber zum Typ A dunklerer, grobkörnigerer Granodiorit (ebenfalls massig) mit 1 cm²-grossen meist gut idiomorphen Kalifeldspäten.

Diese Unterteilung erfolgt auf Grund des makroskopischen Bildes. Wäre diese nach dem ausgezählten Mineralbestand erfolgt, so müsste nach Graniten und Granodioriten eingeteilt werden, wodurch die erste Bezeichnung im Feld verunmöglicht wäre.

Ein Dutzend Proben Engigranit sind nach dem Mineralbestand ausgezählt worden. Je zwei typische Vertreter sind hier zum Vergleich zusammengestellt (s.Tab.16).

	Typ A		Typ B	
	CN 43	CN 185	CN 44	CN 8
Quarz	43,0 Vol.-%	33,4 Vol.-%	31,6 Vol.-%	26,5 Vol.-%
Kalifeldspat	30,4	20,1	16,4	15,9
Plagioklas	17,4	30,1	26,0	37,3
Biotit	2,1	4,9	5,8	6,5
Muskowit	7,1	1,0		x
Serizit	x	7,9	15,0	12,7
Epidot	x	2,4	2,8	0,7
Apatit			x	x
Pyrit			x	x
Chlorit	x	x	x	x
Calcit	x		0,3	0,2
Titanit		x	2,0	x
Granat		x		x
Orthit	x			
Zirkon	x	x	x	
	<u>100,0</u>	<u>99,8</u>	<u>99,9</u>	<u>99,8</u>

Die Fundorte dieser Proben sind:

CN 43 Koord. 156.20/670.47 Strasse zwischen Oberwald und Gletsch

CN 44 Koord. 156.20/670.47 ebenda

CN 8 Koord. 154.91/670.29 "In den Stapfen"

CN 185 Koord. 154.69/669.82 "Hohe Fluh"

Tab. 16 Mineralogische Zusammensetzung von Engigraniten

Unter dem Mikroskop

Quarz hat zum Teil undulöse Auslöschung. Kalifeldspat ist meist perthitisch entmischt. Wo er gegenüber dem Plagioklas überwiegt (CN 43), ist bei einem grossen Teil Mikroklin-gitterung zu sehen. Der Anorthitgehalt der Plagioklase ist recht konstant. Es ist Albit mit den gemessenen Werten zwischen 5 und 10 % An, wobei der Schwerpunkt näher bei 5 % liegt. Die Albite sind meist stark mit Serizit gefüllt. Es gibt ehemalige Plagioklas-körner, die überhaupt nur noch aus einer Anhäufung von Serizitschüppchen bestehen. Diese Serizitanhäufungen wurden in der Tabelle ausgeschieden. Wo jedoch Serizit noch in gut erkennbaren Plagioklasen als Füllung auftritt, ist er in der obigen Tabelle zusammen mit dem Plagioklas gerechnet, und nimmt einen Teil des angegebenen Plagioklas-Prozentsatzes ein. - Biotit und Muskowit: Biotit ist sowohl in olivgrüner, wie auch in brauner Varie-tät vorhanden, erreicht jedoch nie die satte goldbraune Farbe der Biotite in den Biotit-Quarzdioriten. Selten schliesst er ein feines Sagenitgitter ein. In der Probe mit "gra-nitischer mineralogischer Zusammensetzung (mehr Kalifeldspat als Plagioklas) sind sowohl Biotit wie auch Muskowit - und zwar letzterer in beträchtlicher Menge - vorhanden. Granat ist ein in geringen Mengen vorhandenes, aber doch recht charakteristisches Akzes-sorium, das in der Hälfte aller untersuchten Proben gefunden wurde. Aus der Beschreibung von SWIDERSKI geht hervor, dass Granat im Baltschiedergranit häufig sei. Zirkon wurde fast in allen Dünnschliffen als mehr oder weniger gut idiomorphe Kristalle gefunden. Calcit ist spalten- und zwickelfüllend. Chlorit ist immer Entmischungsprodukt von Biotit.

b. Die gefleckten Granite

In der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus am neuen Strässchen Kalter Kehr - Engi - Grimsel gibt es ein kleines Vorkommen (Koord. 155.00/670.17, 300 m SW Rest. Rhonequelle) von ge-fleckten Graniten, "granite tacheté" nach LACROIX (1920), "spotted granites" nach SEDER-HOLM (1928 S.79).

Die dunklen "Flecken" sind, wie Tafel 4 Foto 25 zeigt, oft rundlich, oft länglich, manchmal unregelmässig. Sie messen bis zwei Zentimeter im Durchmesser und weisen ohne Ausnahme eine helle, aplitische Schale auf. Raumschnitte haben gezeigt, dass es sich nicht um Flecken, sondern um echte Sphäroide handelt. Dünnschliff-Untersuchungen haben ergeben, dass innerhalb des dunklen Fleckens die einzelnen Mineralien schwach konzentrisch angeordnet sind. Makroskopisch sieht man jedoch im dunklen "Flecken" keinen Schalenbau.

Die Resultate der Mineralauszählung im Flecken, in der aplitischen Schale und im Granit wurden in Fig. 17 anschaulich dargestellt.

	GRANIT	APLIT. SCHALE	RAND	FLECKEN				APLIT. SCHALE	GRANIT
					MITTE				
QUARZ									
PLAGIOKLAS									
MUSKOWIT									
BIOTIT									
GRANAT									
TITANIT									
CHLORIT									
APATIT									
KALIFELDSP.									

Fig. 17 Semiquantitative Darstellung des Schalenbaus der Sphäroide im Engigranit

Der Granat bildet um den Kern in der Mitte des Fleckens eine konzentrische Sphäroidschale. Am Rand fehlt er vollständig. In der Regel bildet er gut idiomorphe Körner mit einem Durchmesser von 0,1 - 0,6 mm. - An der gleichen Stelle wie der Granat liegt das Schwergewicht des Muskowit. Es sind grosse und gut ausgebildete Blättchen.

Die Plagioklase, Albit-Oligoklas, sind serizitisirt und haben in der Verteilung im Sphäroid ein schwaches Maximum im Kern. Sehr gut zonar erscheint der Titanit, von dem nur in der äussersten Schale des "Fleckens" einige Körner liegen. Am wenigsten charakteristisch und ziemlich regelmässig verteilt sind Quarz und grüner Biotit. Kalifeldspat fehlt, wie dies von verschiedenen Autoren festgestellt wird, auch hier vollständig im Sphäroid und tritt erst im aplitischen Rand und im Granit auf.

Ueber die Genese dieser gefleckten Granite sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden. Was im vorliegenden Fall mit Beobachtungen anderer Autoren übereinstimmt, sind folgende Punkte:

1. Der Feldspat in den Sphäroiden ist immer Plagioklas (Viele Autoren; u.A. LACROIX (1900) an einem Beispiel aus den Pyrenäen.
2. Titanit und Granat als zonar angeordnete Mineralien in den Sphäroiden (SEDERHOLM 1928).
3. Die Schale um das Sphäroid in immer gleichbleibender aplitischer Zusammensetzung.

Aehnliche Sphäroide wie im vorliegenden Fall habe ich am Fornogletscher im Bergeller-Granit und im Innertkirchnergranit, Lokalität Aeussere Urweid an der Grimselstrasse beobachtet. Im Falle des Innertkirchnergranits konnten laut einer persönlichen Mitteilung von Herrn Prof. Hügi in den "Flecken" Pinit und Relikte von Cordierit nachgewiesen wer-

den. In unserem Fall ist kein Pinit vorhanden, hingegen Muskowit. Im Bergellergranit gibt es neben den gewöhnlichen basischen Schmitzen, die in der Regel Diskus-Form haben und unmittelbar ohne aplitische Schale im Granit liegen, auch sphärische Einschlüsse, die immer eine weisse Schale besitzen und sich makroskopisch schon durch ihre Granatführung auszeichnen. Unsere mikroskopischen Vergleichsuntersuchungen bestätigen teilweise das Bild, das in unseren gefleckten Engi-Graniten beobachtet worden ist. Das Fehlen von Titanit als zonares Element und der etwas andere Anorthitgehalt der Plagioklase ist auf eine chemische Ungleichheit der Schmelze zurückzuführen. Es darf aber angenommen werden, dass die lokalen Entstehungsbedingungen in allen drei Fällen, sowohl bei den Vorkommen im Aarmassiv, als auch im Bergell die gleichen gewesen sind.

Für die Entstehung der Sphäroide scheinen uns zwei Deutungen möglich:

1. Die Sphäroide sind Relikte halbverdauten Fremdmaterials.
2. Es handelt sich um eine Ansammlung von tonerdereichem Material, das vorerst durch den Granit aus dem Nebengestein resorbiert wurde, dann "konkretionär" angereichert wurde.

Wir können nicht entscheiden, welche Deutung für den vorliegenden Fall Gültigkeit hat. Uns scheint die zweite Deutung wahrscheinlicher als die erste, weil sich in vielen Fällen die Sphäroide mineralogisch gleichen. Für die erste Deutung würde dies heissen, dass das vom Granit aufgenommene Fremdmaterial immer dasselbe gewesen sein muss und dies scheint mir nicht sehr wahrscheinlich zu sein.

Unweit des beschriebenen Vorkommens von "gefleckten Graniten" wurde ein 10 cm dicker Aplit mit den gleichen Flecken gefunden.

c. Feinkörnige, hellgraue Schmitzen im Granit

Im Engigranit kommen selten hellgraue, schwach grünliche Linsen vor, deren Durchmesser maximal 10 cm misst. Sie sind schwach verschiefert und zeichnen sich im Granit durch ihre Feinkörnigkeit (0,2 mm Korndurchmesser) aus. Quarz, serizitisierter Plagioklas und Pistasit sind die Hauptgemengteile des Gesteins. Sie nehmen über 90 % des Gesteins-Volumens ein. Der Plagioklas ist ein Albit. Grüner Biotit, Apatit, Titanit, Orthit und etwas Pyrit bilden die Nebengemengteile.

III. DIE CHEMISCHEN ANALYSEN

Zwei Analysen aus dem untersuchten Gebiet, eine von J. JAKOB und eine vom Verfasser wurden in Tab. 17 den Baltschiedergraniten (SIGG und SWIDERSKI, 1919) gegenübergestellt. Obwohl das analysierte Gestein von J. JAKOB aus der Literatur nicht eindeutig lokalisiert werden konnte, wurde sie in die Tabelle aufgenommen. Nach den Angaben handelt es sich höchstwahrscheinlich um unseren Engigranit.

Die vier Analysen aus dem Baltschiederthal belegen den wechselnden Chemismus und damit die wechselnde mineralogische Beschaffenheit des Baltschiedergranits. Die beiden Analysen aus dem untersuchten Gebiet bestätigen das wechselnde chemische Bild. - Um auf chemischem Weg zu besseren Resultaten zu gelangen, müssten von vorne herein nur die gleichen Typen von verschiedenen Gebieten miteinander verglichen werden

IV. DAS GEOLOGISCHE AUFTRETEN DES GRANITS VOM TYPUS ENGI

Im untersuchten Gebiet tritt der Engigranit in folgenden Gesteinszonen als Intrusivkörper auf:

1. In der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus
2. In der Syenit-Zone
3. In den Augengneisen von Grimsel-Längis

	<u>CN 532</u>	<u>J 39</u>	<u>S 14</u>	<u>S 15</u>	<u>S 17</u>	<u>S 18</u>
SiO ₂	72.00	71.90	72.44	68.48	72.65	71.44
Al ₂ O ₃	14.45	14.54	12.90	12.94	13.94	14.39
Fe ₂ O ₃	1.20	2.13	3.19	8.96	2.23	2.98
MgO	0.30	0.91	1.17	1.16	0.13	1.04
CaO	1.29	1.47	2.71	2.50	1.49	2.07
Na ₂ O	6.25	3.72	4.10	3.38	3.58	3.96
K ₂ O	4.40	3.83	4.36	2.40	4.59	4.47
MnO	0.08	0.06	Sp	Sp	0.03	Sp
TiO ₂	0.10	0.40	0.09	0.37	0.32	0.16
P ₂ O ₅	0.08	0.27	-	-	0.33	-
H ₂ O +	0.28	0.50	0.72	0.80	0.59	0.55
H ₂ O -	0.12	-	-	-	-	-
CO ₂	0.11	-	-	-	-	-
	<u>100.66</u>	<u>99.73</u>	<u>101.68</u>	<u>100.99</u>	<u>99.88</u>	<u>101.06</u>
si	327	343	336	285	402	335
al	42.5	40.5	35	31.5	45	39.5
fm	7	15.5	20	37.5	10.5	18.5
c	6.5	7.5	13.5	11	9	10.5
alk	44	36.5	31.5	20	35.5	31.5
k	0.32	0.48	0.42	0.33	0.46	0.43
mg	0.29	0.43	0.40	0.19	0.09	0.39
ti	0.30	1.40	0.28	1.30	1.30	0.56
Q	48.6	50.1	51.3	51.9	56.0	51.7
L	46.3	44.4	39.7	35.1	41.2	42.1
M	5.1	5.5	9.0	13.0	2.8	6.2
CN 532 Granit vom Typus Engi, Längis, Koord. 156.71/671.55, Analytiker: C. NIGGLI (Magmentyp: alkaligranitaplitisch) J 39 Granit, Bahnlinie zwischen Gletsch und Oberwald. Analytiker: J. JAKOB (Magmentyp: normalalkaligranitisch) S 14 Baltschiedergranit, Baltschiedertal. Aus Chem. Schweizer Gesteine (1930), H. SIGG, (Magmentyp: adamellitisch) S 15 Baltschiedergranit, Baltschiedertal. Aus Chem. Schweizer Gesteine (1930), H. SIGG, (Magmentyp: melaquarzdioritisch) S 17 Baltschiedergranit, Baltschiedertal südlich. Aus Chem. Schweizer Gesteine (1930), H. SIGG, (Magmentyp: aplitgranitisch) S 18 Baltschiedergranit, Galmikumme, Baltschiedertal. Aus Chem. Schweizer Gesteine (1930), H. SIGG, (Magmentyp: rapakiwitisch)						

Tab. 17 Chemische Analysen von Engi- und Baltschiedergraniten

1. Der Granit in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus

An der Strasse zwischen Oberwald und Gletsch (Koord. 156.20/670.47) kann der Engigranit in seinen verschiedenen Fazies studiert werden. Die Kontakte mit den Migmatiten sind an dieser Stelle nicht aufgeschlossen, hingegen können diese anderswo, an zwei gut zugänglichen Stellen beobachtet werden: Einerseits am neuen Alpweg der vom Kalten Kehr auf die Hintere Grimsel führt, im ersten untersten Teilstück bis zur ersten Haarnadelkurve (Koord. 154.72/669.92); anderseits an der Strasse zwischen Oberwald und Gletsch (Koord.

155.42/670.56. An letzterem Aufschluss sind zwei kleine Granitstöcke aplitischen Charakters in die Migmatite eingedrungen. Tafel 3 Foto 23 zeigt die ausserordentlich scharfe und diskordante Grenze zwischen Migmatit und Granit.

Tafel 3 Foto 24 von der ersterwähnten Lokalität zeigt bänderigen Augengneis, Biotitgneise mit aplitischen Schlieren in verzahntem, scharfem Kontakt mit dem Granit. Aus den Feldaufnahmen geht hervor, dass der Engigranit und dessen Aplite, abgesehen vom Lamprophyr das jüngste granitoide Gestein in der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus ist.

Die mineralogische Ausbildungsweise des "gefleckten" Granites vom Typus Engi wurde bereits auf S. 79 beschrieben.

Der Engigranit hat bei seiner Intrusion in den Gesteinen der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus nach unserer Interpretation einen ca. 50 m breiten Kontakthof geschaffen. Die Wirkungen auf das Nebengestein wurden bereits bei der Besprechung der Migmatite S. 37f kurz erläutert. Ebenso wurde auch schon auf die Besonderheit des scharfen Kontaktes des Granits zum Nebengestein hingewiesen.

2. Der Granit vom Typus Engi zwischen den Syenitlamellen

Innerhalb dieser Zone erfährt der Engigranit seine ausgedehnteste Verbreitung. Im Strassenprofil zwischen Oberwald und Gletsch oberhalb des Strassentunnels durchquert man abwechselungsweise den Granit vom Typus Engi und dunkle Gesteine der Syenit-Zone. Der Granit ist in wechselnder Ausbildung vertreten. Einerseits ist er massig, in beiden Typen A und B, stellenweise ist er verschiefert, stärker chloritisiert und hat gneisige Textur. Verfolgt man die verschiedenen Granitkomplexe im Streichen der Schieferhülle, tritt auf der Karte die linsenartige Form des Granits zum Ausdruck. Meist sind die Kontakte zum Nebengestein (Syenit) tektonisch überprägt (Mylonite). Auf der vorderen Grimsel äussert sich diese Tatsache morphologisch in einer gestaffelten Wechselfolge von Tälchen und Rippen, wobei das weniger resistente Material, die Syenite, meist in den Tälchen zu finden ist, wogegen die Rippen der Granit bildet (vgl. S. 97). An einigen Stellen, so z.B. an einer Stelle an der Strasse und an einer Lokalität beim Alpstafel Engi, konnte der ursprüngliche Primärkontakt des Granites mit dem Syenit gefunden werden. Der Rand gegen die Syenite ist messerscharf und im kleinen verzahnt. Der Granit hat unmittelbar am Kontakt dieselben Biotitschlieren und -schnüre, wie aus Tafel 4 Foto 26 vom Augengneiskontakt ersichtlich ist. Der Kontakt konnte im Dünnschliff (CN 551/2) untersucht werden. Direkt auf der Berührungsfläche wurde ein 2 mm langes Rutil-Korn gefunden. - In den Syeniten bewirkte der Granit bei seiner Intrusion eine Metatexis. Die ursprünglichen Syenite wurden aufgelöst in ein mobiles Element (Quarz-Feldspat-Metatekt) und in Restite (Biotit-Hornblendesyenit-Restit). Vergleiche hiezu S. 56ff.

3. Der Intrusivkontakt des Granits vom Typus Engi mit den Augengneisen Grimsel-Längis

Auf den Bidmern beim Unterseeli, Koord. 156.70/671.55 steht der Granit Engi in Primärkontakt mit den Augengneisen Grimsel-Längis. Dank der guten Aufschlussverhältnisse konnte eine Reihe wichtiger Beobachtungen gemacht werden, die für die relative Altersbeziehung von Granit und Nebengestein von Bedeutung sind.

Ein Aufschluss an obengenannter Stelle zeigt eine Apophyse des Granits in die Augengneise hinein. Am Kontakt beobachtet man sehr schön Biotitschlieren und -schnüre als Fliegsstrukturen des Granites. Dies ist ein Indiz, dass der Granit in fluidem Zustand in die Augengneise intrudiert ist. Diese Biotitschnüre sind auch in Tafel 4 Foto 26 sehr gut ersichtlich. Der Granit ist also auch hier jünger als das Nebengestein. Die Altersbeziehung Granit zu Feldspatblastese in den Augengneisen kann ebenfalls illustriert werden. Ein Aplit, der aus dem Granit Engi stammt, schneidet an einer Stelle deutlich einen Kalifeldspat ab (Tafel 4 Foto 27). Bei dieser Gelegenheit kann nochmals darauf hingewiesen werden, dass die Feldspatblastese zeitlich zwischen eine ältere metasomatische Phase (Granitisation) und die jüngere Intrusion des Granites vom Typus Engi fällt.

Der Granit ist auch hier auf kleinstem Raum in seinen verschiedenen Fazien vorhanden und zwar laufen diese kontinuierlich ineinander über, so dass eine scharfe Abgrenzung nicht möglich ist.

V. RELATIVE ALTERSBEZIEHUNGEN UND GENETISCHE DEUTUNG

Zusammenfassend dürfen folgende Aussagen gemacht werden:

1. Der Granit intrudierte in flüssigem Zustand; Biotitschnüre als Fliegsstrukturen am Kontakt zum Nebengestein; scharfe, diskordante Kontakte.
2. Die Intrusion des Granits Engi erfolgte nach der Bildung
 - a) der Gesteine der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus
 - b) der ursprünglichen Syenite bis Syenodiorite der heutigen Syenit-Zone
 - c) der Augengneise von Grimsel-Längis
3. Die Intrusion des Granits ist jünger als die Bildung der porphyrischen Kalifeldspäte in den Augengneisen Grimsel-Längis
4. Die Intrusion des Granits ist eventuell zu parallelisieren mit derjenigen des Baltschiedergranits im westlichen Aarmassiv. Sie dürfte in diesem Sinne als Eröffnung der zentralaarmassivischen granitischen Intrusionstätigkeit gelten.
5. Der Granit wirkte durch seine Erwärmung im Nebengestein eine partielle Aufschmelzung, die eine teilweise Umwandlung des Nebengesteins zur Folge hatte.

F. DIE GNEIS-SCHIEFER-ZWISCHENZONEN UND DER SÜDLICHE AAREGRANIT

I. EINLEITUNG

Südlich des Grimselgranodiorites und des Zentralen Aaregranites fügt sich ein weiterer Granitkörper an die zentralmassivischen Granite: der Südliche Aaregranit. Von H.A. STALDER (1964) wurde nördlich des letzteren eine Grenzzone gegen den Grimselgranodiorit kartiert: die Gneis-Schiefer-Zwischenzone, von STALDER mit "GSZ" abgekürzt. Beide dieser Zonen, Südlicher Aaregranit und GSZ ziehen von der Grimsel-Passhöhe in mein Kartengebiet hinein und sind am Rhonegletscher und an der Furkastrasse unterhalb Hotel Belvédère in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit aufgeschlossen.

Im Laufe der Kartierung konnte nun an verschiedenen Stellen, u.a. am Jostsee und auf der Grimsel, anlagernd an die Augengneise von Gletsch und Grimsel-Längis, Gesteine gefunden werden, die in ihrer Ausbildungsweise den Gesteinen der GSZ äusserst ähnlich sind. Und zwar handelt es sich hier um eine Zone, die südlich dem Südlichen Aaregranit anlagert, während die GSZ von STALDER nördlich des Südlichen Aaregranites und südlich des Grimselgranodiorites liegt. Die Folgerung liegt auf der Hand: Die Gesteine der Gneis-Schiefer-Zwischenzonen sind randliche Relikte des erodierten Daches der südlichaaregranitischen Intrusion. Wir haben es hier also mit einem praegranitischen, vermutlich schon praeherkynischen Altkristallin zu tun, das vom Südlichen Aaregranit gehoben, teilweise magmentektonisch geschleppt worden und heute in relikartigen Lamellen noch vorhanden ist und zwar beidseitig der granitischen Intrusion.

Diese Deutung kommt der Interpretation von R. WYSS (1932) recht nahe, in der WYSS auf Grund der einen bekannten Zwischenzone (derjenigen nördlich des Südlichen Aaregranites), ein gemeinsames Dach annimmt, das während der Granitintrusion isoklinal eingefaltet wurde (vgl. auch STALDER 1964, S.247ff).

Auf der geologischen Karte der Urserenzone von FEHR entspricht die nördliche der Gneis-Schiefer-Zwischenzonen den in braun dargestellten "sedimentogenen Biotit-Serizit-Adergneisen". Sie sind auf FEHRs Karte am Belvédère in richtiger Mächtigkeit ausgeschieden, aber viel zu dünn in der streichenden Fortsetzung an der Grimsel und in der Oberaar. Die südwestliche Gneis-Schiefer-Zwischenzone wurde von FEHR nicht kartiert.

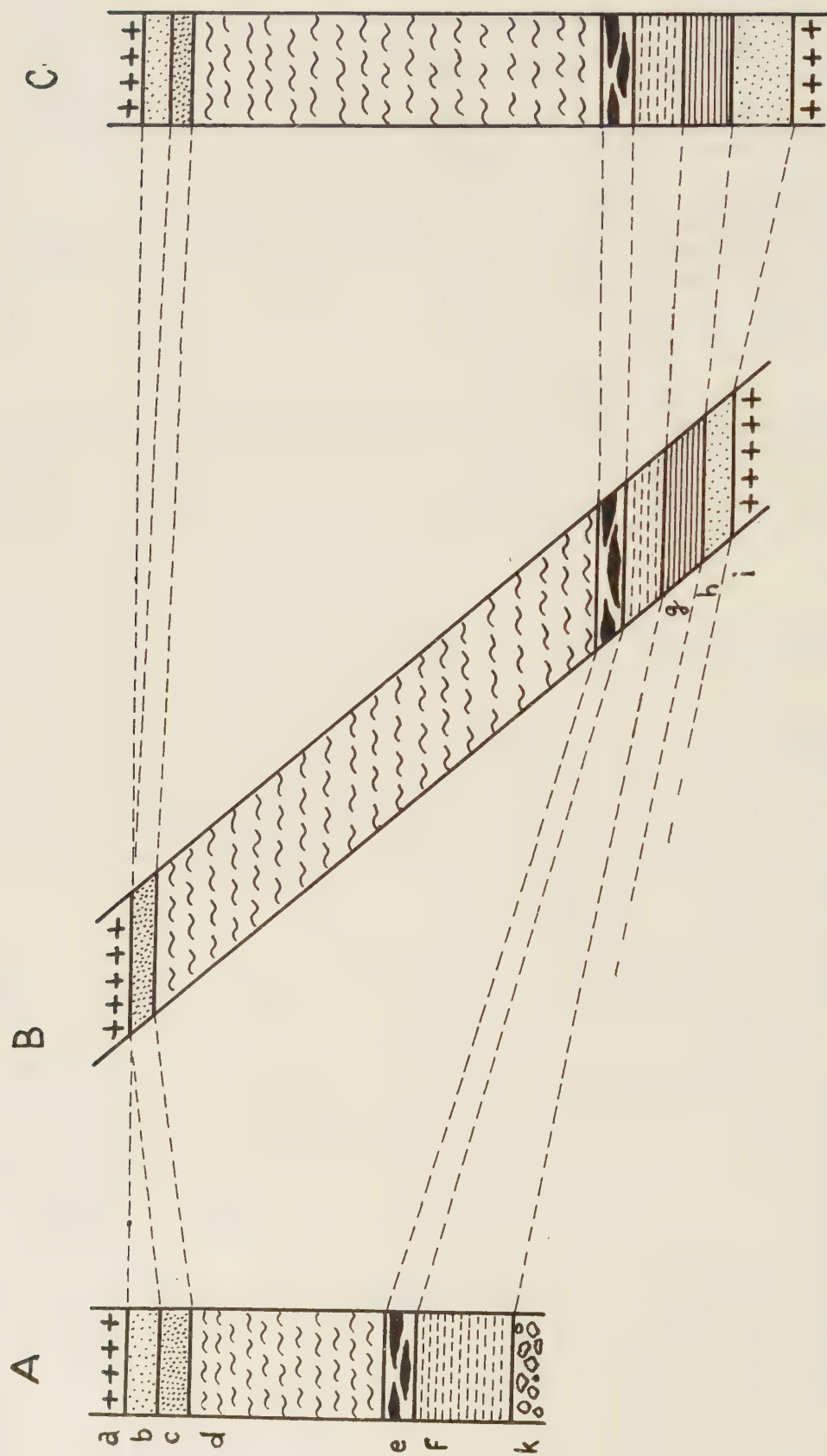


Fig. 18 Drei Profile durch die nördliche Gneis-Schiefer-Zwischenzone am Belvédère und am Gletschboden

Legende zu Fig. 18

- a Zentraler Aaregranit bis Grimselgranodiorit
 - b Zone von grossboudinierten Quarziten
 - c Durchgehende Lage eines feinkörnigen, homogenen, grauen Biotitgneises, feingebändert, teils phyllitisch. Durchschnittliche Mächtigkeit von 8 - 10 m
 - d Altkristalline Granitgneise: 55 - 185 m mächtige Zone von z.B.
 - 11 m grobkörniger Gneis mit feinkörnigen Zwischenlagen. Darin viele Aplittfetzen
 - 5 m dünnstiefrige Phyllite, stark aplitisches durchzogen
 - 33 m grobkörniger Gneis mit seltenen feinkörnigen Lagen. Viele Aplittfetzen
 - 40 m grobkörniger Gneis mit feinkörnigen Schlieren und basischen Schollen
 - 31 m grobkörniger Gneis mit hellen Quarziten als Lagen und Linsen
 - 50 m unruhige Gneise mit basischen Einschlüssen
 - 15 m unruhige Gneise mit vielen dicken Quarziten
 - e Durchgehende Lage sehr schöner Bändermigmatite. 10 m
 - f Unruhiger Gneis mit vielen Quarziten. 15 - 30 m
 - g Phyllite, z.B.:
 - 6 m Serizitphyllite mit pyritreichen Lagen
 - 1 m Quarzphyllite
 - 4 m Serizitphyllite mit Pyritlagen auf den Schieferungsflächen
 - 2 m grünliche, rötliche, weisse, graue Quarzphyllite in cm- und mm-Rhythmen
 - h Zone von grossboudinierten Quarziten
 - i Südlicher Aaregranit
 - k Blockschutt
-

Gute Aufschlussverhältnisse, einerseits wegen der Anschnitte an der Furkastrasse, andererseits an den glattpolierten Gletscherschliffen an der Rhonegletscherzunge, erlauben es, genaue lithologische Profile aufzunehmen. Die drei Profile sind auf der geologischen Karte im Anhang eingetragen. Profil A liegt am Gletschboden rechts der Rhone, B südlich des Rhonegletschers ca. auf Höhe 1980 schräg durch die Zone und C parallel des steigenden Strassenstückes bis in die letzte Kurve unterhalb Hotel Belvédère. Fig. 18 veranschaulicht die Profile und erlaubt, wenn auch nur auf ca. 1 km Erstreckung, eine gute Parallelisierung der einzelnen Gesteine der GSZ, mit Ausnahme des Quarzites in Profil B, der am Kontakt mit dem Zentralen Aaregranit eine Boudinage-Einschnürung erleidet.

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE

1. Die Quarzite

Es sind gebänderte, gut "gebankte" Gesteine, meist weiss, selten grau bis dunkel und rostig anwitternd. Sie treten oft am Rand der Gneis-Schiefer-Zwischenzone auf, wo sie den Kontakt mit Zentralem und Südlichem Aaregranit bilden, kommen aber auch als boudinageartige Gebilde im Innern der Gneise der GSZ selbst vor. Die beiden randlichen Hauptzüge sind in ihrer Längserstreckung gut verfolgbar, wobei sie zeitweise auskeilen, eine kurze Strecke entlang des Granites fehlen und dann plötzlich wieder erscheinen. Sie liegen als "Boudins" entlang dem Granitkontakt. Die Erscheinungsform im Innern der Gneise ist dieselbe.

Am häufigsten treten diese Gesteine im Belvédère-Profil auf, von wo sie gegen NE gegen den Südfuss des kleinen Furkahorns streichen. In südwestlicher Richtung ziehen sie hinab an den Fuss des Gletschbodens, überqueren die Rhone und bilden eine kurze Strecke

eine markante Rippe und ein einige Meter tiefes und ebensobreites Tälchen gegen den Granit hin. Von dort streichen sie teilweise unter dem Gehängeschutt und den Moränen der Saaswäng hinauf zur obersten östlichen Kehre der Grimselstrasse, wo sie unter Beibehaltung dieser markanten Felsrippe bis auf der Grimsel-Passhöhe, in das Kartengebiet von H.A. STALDER eintreten.

In der GSZ südlich des Südlichen Aaregranites treten die Quarzite erstmals auf der Grimsel beim Niederbach auf, verschwinden dann wieder und erscheinen boudinageartig wieder beim Jostsee.

Das mikroskopische Bild ist trotz der Einheitlichkeit im Handstück recht verschieden: Extreme Gesteinstypen bestehen ausschliesslich aus einem verzahnten, gut eingeregelten Quarzgefüge. Andere Proben enthalten 90 - 93 % Quarz mit daneben 2 - 5 % braunem Biotit, 2 - 4 % Kalifeldspat, 1 - 3 % Plagioklas (Albit) und den Akzessorien Serizit, Epidot, Orthit, Pyrit. Wieder andere Dünnschliffe sind sehr stark mit Serizit durchsetzt. In diesen Fällen ist die Grösse der Quarzkörner am geringsten und die Kataklaste sehr schön ausgebildet. Immerhin beobachtet man in einigen Schliffen eine sehr deutliche porphyrische Struktur. Gepresste grössere Körner von Quarz, Kalifeldspat oder Plagioklas liegen mit Serizitschwänzen in einer "Grundmasse" von wesentlich kleineren Quarzkörnern (Korngrössenverhältnis = 1/10).

Schöne Strukturbilder findet man unter dem Mikroskop in der Wechsellagerung von fein- und grobkörnigem Quarz. - An einem Handstück beobachtet man im Anschliff schief zur Hauptverschieferungsfläche (s1) unzählige kleine Scherflächen (s2 und s3). Die drei Scherflächensysteme schneiden sich in einer Gerade, die zudem der Richtung der ausgeprägten Minerallängung auf s1 liegt. Dieses auffällige Linear liegt zudem im Fallen der Hauptschieferung. Das Azimut des Fallens der Hauptschieferung beträgt unterhalb Belvédère N 154° E / 90°.

2. Bändermigmatite

Ein weiteres Leitgestein der GSZ sind sehr schön ausgebildete Bändermigmatite. Sie sind in gleichbleibender Mächtigkeit durch alle Profile verfolgbar und können auf der Grimsel-Passhöhe und südlich des Rhonegletschers im Gletscherschliff studiert werden.

Ähnliche Gesteine wurden an der Grimsel in der südlichen GSZ in der Nähe des Kontaktes mit dem Südlichen Aaregranit gefunden. Sie sind hier allerdings noch mehr gelängt und man würde sie hier eher als Streifen- oder Ader-Migmatite bezeichnen, währenddem das äquivalente Gestein am Belvédère mehr linsigen Charakter hat.

Tafel 4 Foto 32 veranschaulicht den bänderigen und linsigen Charakter dieser Migmatite. Die dunklen Bänder sind wesentlich feinkörniger als die hellen granitischen Gesteine. Der geringe Helligkeitswert der ersteren ist auf einen grösseren Biotit- und Chloritgehalt zurückzuführen. Die helleren Anteile sind granitische bis granodioritische stark tektonisch brecciöse Gesteine. Zu erwähnen wären ferner gelegentlich und unregelmässig auftretende Nester mit Granat.

3. Die altkristallinen Granitgneise

STALDER (1964) bezeichnet diese Gesteine als "granitoide, tektonisch brecciöse bis schiefrige Gneise". Die mächtige Serie d vom Aussehen eines tektonisch brekzierten, verschieberten Granits hat am Rhonegletscher die meisten Mineral-Zerrklüfte gefördert. Es sind recht unterschiedliche Gesteine in bezug auf Textur, Mineralogie und Einschlüsse. Aplite treten auf, Quarzite und selten basische Schollen. Ihre Abtrennung innerhalb der Profile erfolgte durch die sie begrenzenden Bändermigmatite und den feinkörnigen Biotitgneis. Was diese Gesteine vor der wiederholten Metamorphosierung waren, ist unbestimmt. Nach dem Augenschein liegt die Vermutung nahe, und sie ist auch von STALDER ausgesprochen worden, dass diesem Gestein ein Granit zugrunde lag. In diesem Fall müsste es sich wohl um einen praeherzynischen (unwahrscheinlich frühherzynischen) Granit handeln. Er wäre also wesentlich früher, als der Zentrale und Südliche Aaregranit zu datieren.

Unter dem Mikroskop sind diese Gesteine ausserordentlich variabel. Hauptgemengteile sind in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit Plagioklas (Albit), Quarz, Kalifeldspat und braun-olivgrüner Biotit in Nestern.

4. Leicht gebänderte Biotitgneise

Beide Gneis-Schiefer-Zwischenzonen führen ferner ein charakteristisches, mausgraues Gestein: einen feinkörnigen, leicht gebänderten Biotitgneis, im Profil mit c bezeichnet. Es ist ein granitischer Gneis mit den Hauptgemengteilen Kalifeldspat, Plagioklas (Albit, 5-10 An), Quarz und grüner Biotit. Daneben sticht Orthit durch seine Häufigkeit (Nebengemengteil) hervor. Im Dünnschliff ist zu beobachten, dass ein Teil der Bänderung durch feine, dünne Calcit-Äderchen bewirkt wird. An den vielen verzwilligten Plagioklasen können prächtige Bilder von Deformationserscheinungen studiert werden. Die Plagioklase sind meist leicht bestäubt. Ein beträchtlicher Saussuritgehalt ist in diesen Gesteinen üblich.

5. Der Südliche Aaregranit

Im Belvédère-Profil ist der Südliche Aaregranit ausserordentlich stark verschiefert und kaum zu erkennen. Die schönste Stelle, um ihn einigermaßen frisch studieren zu können, ist zuhinterst am Gletschboden am Fusse der Rhonegletscherstufe. Makroskopische Granatführung ist typisch. Für die mineralogische Beschreibung verweise ich auf STALDER (1964).

Immerhin muss hier doch noch eine Erscheinung erwähnt werden, die sowohl im Südlichen Aaregranit, wie auch in den grobgranitischen Gesteinen der GSZ zu konstatieren ist: Die Calcit- oder Marmorbänder, die meist in der Hauptschieferungsrichtung, oft aber leicht diskordant zu dieser im Gestein liegen.

III. ZUR GENESE DER GNEIS-SCHIEFER-ZWISCHENZONEN, INSBESONDERE DER QUARZITE

Die Genese der Quarzite am Belvédère und deren Fortsetzungen an der Grimsel und längs der Schieferhülle gegen Andermatt ist ausserordentlich problematisch, und es wird auch im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich sein, eine eindeutige Antwort darauf zu geben. Von den diskutierten Entstehungshypothesen zähle ich hier einige auf:

1. Quarzite sedimentogenen Ursprungs (metamorphe Quarzsandsteine)
2. Verschieferte Gangaplite oder Quarzporphyre mit SiO_2 -Zufuhr
3. Verschieferte aplitische Randfazies der umgebenden Granitkörper mit SiO_2 -Zufuhr
4. Metamorphe Differentiation bei mylonitischer Verschieferung
5. Mylonitisierte Gangquarzfüllungen

Diskussion

STALDER (1964) bezeichnet die mächtigen Quarzite am Belvédère als "Schieferfazies der Quarzporphyre" unter folgendem Hinweis:

S.256: "In vielen kleinen und grössern Gängen vom Belvédère an der Furkastrasse bis zur Oberaar sind aber die ursprünglichen Strukturen nicht mehr zu erkennen. Aus den Quarzporphyren sind durch die alpidische Metamorphose stark verschieferte quarzitische Gneise geworden."

Zur Rechtfertigung meiner Namengebung "Quarzite" mache ich auf die mineralogische Beschreibung auf S. 86 aufmerksam. Die Gesteine enthalten immer über 90 Vol.-% Quarz, so dass ich bei den Gesteinen am Belvédère nicht von "quarzitischen Gneisen" sprechen kann. Hingegen gehe ich, nach gemeinsamen Feldbegehungen und Diskussionen, durchaus mit H.A. STALDER einige, dass nach dem Feldbefund die mächtigen Quarzite am Belvédère ehemalige Quarzporphyre darstellen können. Am Belvédèreprofil allein kann man diese Frage nicht eindeutig abklären. Man müsste allerdings eine ausserordentlich starke Silifizierung annehmen, um aus den Quarzporphyren eine verschieferte Fazies mit so hohem Quarzgehalt zu erhalten. Solange nicht detaillierte Untersuchungen vorliegen, möchte ich am Belvédère die neutrale Bezeichnung "Quarzite" beibehalten.

Zumal am Belvédère Quarzporphyre fehlen, müssen noch andere Gesichtspunkte zur Genese der Quarzite erörtert werden. FEHR nennt die Quarzite auch Quarzmylonite und schreibt:

"Nach dem geologischen Auftreten könnte man an einen durch die Alpenfaltung eingeklemmten sedimentogenen Quarzitzug denken. Dadurch liesse sich, rein tektonisch, eine sehr merkwürdige Abtrennung der nördlich und südlich gelegenen Komplexe durchführen. Aus stereometrischen und tektonischen Erwägungen heraus ist es jedoch ausgeschlossen, dass ein so schmaler Quarzitzug 25 km sich verfolgen liesse. - Ich fasse das charakteristische Gestein als die stark zerrüschelte und wieder rekristallisierte aplitische Randfazies des Granites auf."

Hinsichtlich des wohl unwahrscheinlichen sedimentogenen Charakters der Quarzite gehe ich mit FEHR einig. Wenn es auch möglich ist, die Quarzitlinsen geringer Mächtigkeit und Erstreckung innerhalb der Altkristallin-Granitgneise (d und f) als tektonische Einschuppung von sedimentogenen Quarziten zu deuten, so scheint mir diese Annahme trotzdem recht unwahrscheinlich. Dass es sich, wie FEHR annimmt, um die stark zerrüschelte Randfazies des Granites handelt, glaube ich auch nicht. Diese ist, wie STALDER zeigt, immer sehr gut erkennbar ausgebildet. - Am wahrscheinlichsten, vor allem für die Genese der dünnen Quarzitgänge und -Linsen innerhalb der Altkristallingranite (d und f im Profil) erscheint mir die Annahme, dass es sich um verschieferete, mylonitisierte, boudinierte und verquarzte Aplite handelt. Diese Quarzitlinsen und -gänge könnten jedoch auch verschieferete Gangquarzfüllungen sein, so dass die Bezeichnung "Quarzmylonit" verwendet werden müsste.

Endlich erfuhren die Quarzite am Belvédère eine weitere Deutung: E. NIGGLI schreibt in BRÜCKNER W. und NIGGLI E. (1954, p.395), dass die Quarzite am Belvédère anlässlich einer Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft "von den meisten Teilnehmern als metamorphe Differentiation im Zusammenhang mit der Mylonitisierung gedeutet wurden."

Zusammenfassend ist folgendes über den Ursprung der Quarzite auszusagen: Es ist mit den vorliegenden Daten nicht möglich, für alle Quarzite (einerseits die mächtigen Quarzite am Belvédère, andererseits die dünnen Einlagerungen von Quarziten in den granitoiden Gesteinen der GSZ) eine einheitliche Entstehung zu beweisen. Höchstwahrscheinlich sind ein Teil der Quarzite (vor allem die mächtigen unter b und h) verschieferete, silifizierte Quarzporphyre. Die dünnen Quarzite innerhalb der Altkristallingranite der GSZ dürften verschieferete und silifizierte Aplite sein. Mit der gleichen Wahrscheinlichkeit könnten sie jedoch auch verschieferete und mylonitisierte Gangquarzfüllungen sein. Die Möglichkeit, Sedimente als Ausgangsmaterial der Quarzite anzunehmen, möchte ich ausschliessen. Dass die am Rand des Zentralen Aaregranites liegende mächtigste Quarzitzone eine verschieferete Randfazies des Granits ist, glaube ich auch nicht. Die Möglichkeit, dass gewisse Quarzite der GSZ auf metamorphe Differentiation zurückzuführen sind, möchte ich offen lassen.

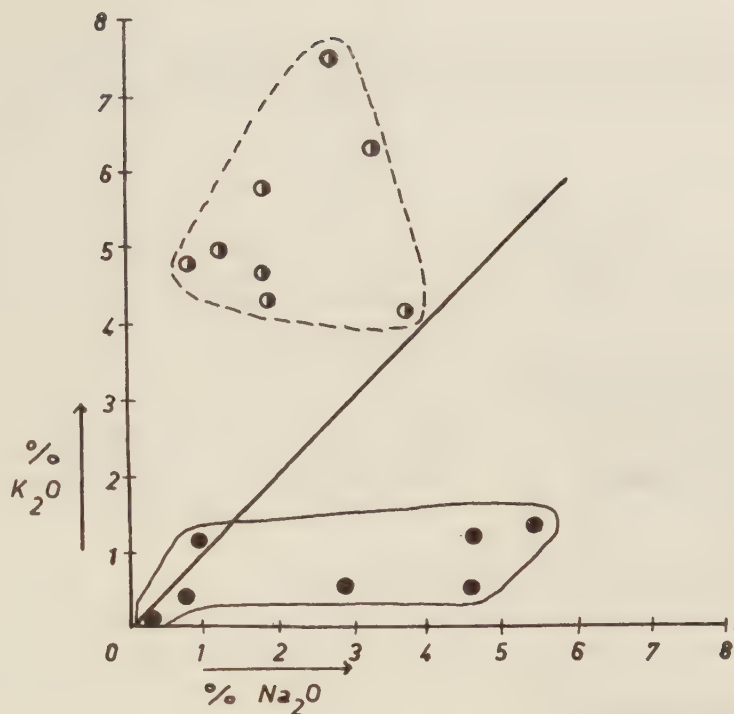
Zur Deutung der Gneis-Schiefer-Zwischenzonen allgemein haben wir schon zu Beginn des Kapitels unsere Interpretation gegeben: Die Gneis-Schiefer-Zwischenzonen stellen das Dach des Südlichen Aaregranites dar. STALDER (1964, S.249) sagt, dass die "tektonisch brecciösen Gneise zusammen mit den verschiefereten Gneisen und den Bändermigmatiten die Ueberreste eines anatektischen Granites im breiten Migmatitsaum der Hüllgesteine des Aarmassivs" darstellen. Wir schliessen uns dieser Meinung an.

G. ZUSAMMENFASSENDE BEMERKUNGEN ZU DEN CHEMISCHEN ANALYSEN

Schon im Kapitel "Hauptmigmatitzonen..." wurde darauf hingewiesen, dass die analysierten Gesteine aus der Hauptmigmatitzone von Gletsch durchwegs niedrige K_2O -Werte aufweisen. Das K_2O/Na_2O -Diagramm Fig.19 vergleicht den Alkalihaushalt der Gesteine der Hauptmigmatitzone von Gletsch mit den Gesteinen der Syenit-Zone. Es muss hervorgehoben werden, dass bei den Migmatiten alle analysierten Gesteine im Diagramm figurieren, vom hellen Aplit bis zum dunkelsten Gestein, dem Hornblendit und bei den Syeniten sowohl die Restite, wie auch die pegmatitischen Metatekte.

Fig. 19

- Alle analysierten Gesteine aus der Zone der Syenite (inkl. die zwei Analysen von FEHR und die Analyse Giuf-Syenit = kalireichste)
- Alle analysierten Gesteine aus der Haupt-migmatitzone von Gletsch



Es ist bemerkenswert, dass sich diese beiden Gesteinszonen so deutlich voneinander unterscheiden und zwar nicht nur in der Grössenordnung der Alkaliengehalte, sondern auch im Verhältnis der Alkalien unter sich (k-Zahl).

Unsere Deutung ist recht einfach und geht aus dem bisher gesagten bereits hervor. Die zwei Gesteinsgruppen in unserem Diagramm Fig. 19 sind genetisch verschieden, d.h. sie stammen einerseits aus zwei verschiedenen Bereichen der Kruste, andererseits ist ihre zeitliche Stellung verschieden.

Die Migmatite verdanken ihre Kaliarmut höchstwahrscheinlich den sie aufbauenden Sedimenten, die primär schon kaliarm waren. Immerhin darf darauf hingewiesen werden, dass vermutlich zur Zeit der Migmatitisierung die darüberliegenden Sedimente granitisiert wurden (vielleicht unsere Augengneise von Gletsch und Grimsel-Längis) und dass wohl im Granitisationsbereich sehr viel Kali zu diesem Prozess konsumiert wurde (Kalifeldspat-Augen). Möglicherweise wurde das benötigte Kali aus der Migmatitfront im Liegenden bezogen.

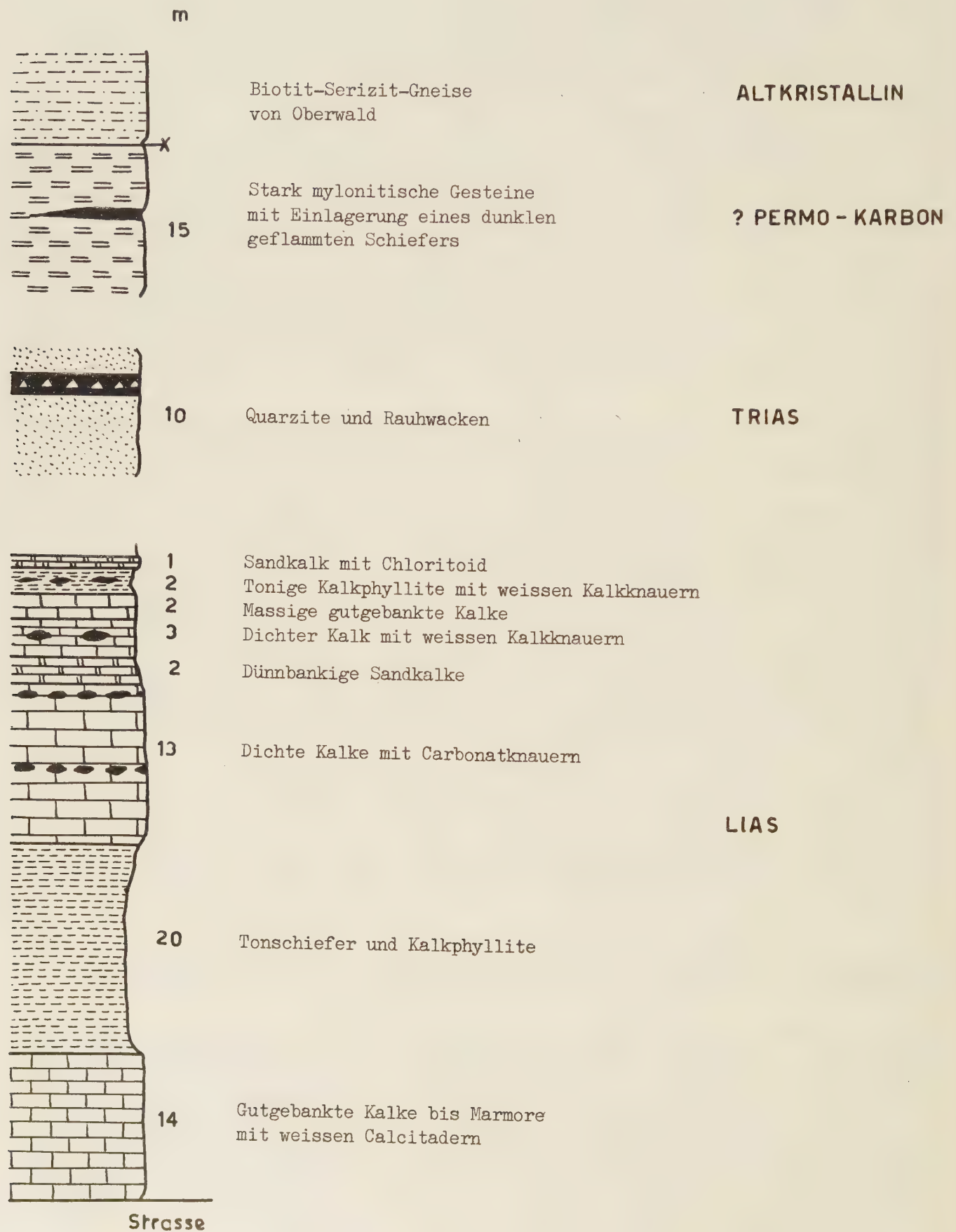
Die Syenite (oberes Feld in Fig. 19) intrudierten wohl zu frühherzynischer Zeit, nachdem die Migmatite schon konsolidiert waren und sich bereits in einem höheren Bereich der Kruste befanden. Höchstwahrscheinlich stammen die Syenite (und auch der nachher intrudierende Engigranit) aus einem, in unserem Fall kalireichen, anatektischen Bereich der Kruste.

MESOZOISCHE SEDIMENTE DER URSEREN-ZONE UND ANGRENZENDES FRAGLICHES PERMO-KARBON

Zur Nomenklatur: In der Literatur ist die Zone der mesozoischen und permokarbonischen Sedimente, die zwischen dem Aar-, resp. Tavetscher Zwischenmassiv, und dem Gotthardmassiv liegen und vom Goms über die Furka ins Urserental und ins Tavetsch ziehen unter verschiedenen Bezeichnungen erwähnt: Urserenmulde (v.FELLENBERG und MOESCH, 1893), Urserenzone (W. FEHR, 1926), Urseren-Garvera-Mulde (E. NIGGLI, 1944), Urseren-Fiescher-Mulde (W. OBERHOLZER, 1955). Es handelt sich dabei um ein und dieselbe junge Sedimentzone, die in der vorliegenden und in der Arbeit von T. LABHART einheitlich als Urserenzone bezeichnet wird.

Fig. 20

ÜBERSICHTS - PROFIL, MÜHLEBACH bei OBERGESTELN



1. Einleitung

Beim Dorf Obergesteln, zum Teil an der Strasse, zum Teil am oberen Rande des Schuttkegels des Mühlebaches befinden sich einige Aufschlüsse in den mesozoischen Sedimenten der Urseren-Zone. Dieselben wurden von P. NIGGLI und W. STAUB (1914) in einem Profil am Oberbach bei Ulrichen schon beschrieben.

Ferner wurden von mir nördlich anschliessend gegen das Altkristallin mylonitische Gesteine kartiert, die sich von den "Gneisen von Oberwald" unterscheiden. Aus noch zu erläuternden Gründen werden sie vom Verfasser als wieder auftauchende Fortsetzung des bei Niederwald im Goms nach den vorliegenden Karten auskeilenden Permokarbons gedeutet.

Die Komplexe liegen konkordant zum Streichen der aarmassivischen Gneise und Schiefer, sind aber gegen das Tal hin stark hakengeworfen. Da eine zusammenhängende Profilaufnahme der Aufschlussverhältnisse wegen nicht möglich ist, wird in Fig. 20 ein schematisches Uebersichtsprofil wiedergegeben.

2. Die mesozoischen Sedimente

Sowohl Tonschiefer wie Kalke bis Sandkalke sind in ihrem Mineralbestand recht variabel. Die ganze Serie erinnert an die Fazies der gotthardmassivischen Bündnerschiefer, wie sie P. MEIER und W. NABHOLZ (1949, S.203/4) von den penninischen Bündnerschiefern unterscheiden: "Für die gotthardmassivischen Bündnerschiefer ist charakteristisch die Sprödglimmerbildung und das reichliche Auftreten von kohligem Pigment (Graphitoid). Die penninischen Bündnerschiefer weisen einen höheren Grad der Metamorphose auf, der bis zur Muskowitbildung reicht, während der Metamorphosegrad in den gotthardmassivischen Bündnerschiefern nur bis zur Serizitisierung reicht". Ferner ist in den penninischen Bündnerschiefern der Wechsel von sandig-tonigen-kalkigen Lagen wesentlich feiner und weniger gesetzmässig als in den gotthardmassivischen Bündnerschiefern. Eine ausführliche Darstellung der mesozoischen Sedimente des östlichen Tavetsch findet sich - unter besonderer Berücksichtigung der alpinen Metamorphose - auch bei E. NIGGLI (1944, S.184-251).

a. Tonschiefer

Es sind feinkörnige, graue bis fast schwarze, seidenglänzende, schiefrige Gesteine. Unter dem Mikroskop ergibt sich folgende Zusammensetzung:

HG: Serizit, Quarz, Biotit

NG: Pistazit, Chlorit, Erz

Serizit und Quarz wechseln lagenweise miteinander ab, währenddem der olivbraune Biotit über den ganzen Dünnschliff hinweg in gut ausgebildeten Kristallen, oft quer zur Schieferung, verteilt ist. Der Pistazit, der durchwegs Orthitkerne in sich schliesst, bildet lange dünne Prismen, die ebenfalls in den meisten Fällen quer zur Schieferungsebene Serizit und Quarz durchstossen. Das Erz - vermutlich nur Pyrit - ist in feinsten Körnchen homogen in die serizitische Grundmasse eingestreut und gibt bei schwacher Vergrösserung den Eindruck von leichter Bestäubung des ganzen Dünnschliffes wieder.

Andere Dünnschliffe von Tonschiefern führen keinen Biotit und dafür sehr viel kohliges Pigment (Graphitoid), was nach P. MEIER und W. NABHOLZ (1949) wiederum für gotthardmassivische Bündnerschiefer (und auch für die Tonschiefer der Urserenzone am Furkapass) charakteristisch ist.

b. Kalke bis Sandkalke

Beim Kalksteinbruch an der Strasse zwischen Oberwald und Obergesteln soll nach Aussage der Einheimischen früher Kalk gebrannt worden sein. Schon DE SAUSSURE (1796, S.480) erwähnt, dass er wenig oberhalb Oberwald einen Kalkofen gesehen habe.

Die reinen massigen Kalke sind im frischen Bruch graublau bis fast schwarz; ihre Verwitterungsfarbe ist hellgrau oder rötlichbraun. Sie sind in der Regel gut gebankt und oft von weissen Calcitadern durchzogen. Der Calcitgehalt beträgt nahezu 100 %.

Die Sandkalke sind petrographisch interessante Objekte. Im Feld unterscheiden sie sich durch ihre Verwitterungsfarbe mit einem Stich ins Rostrote; sie sind in frischem Zustand heller als die dichten Kalke. Der Mineralbestand ist folgender:

HG: Calcit, Quarz

NG: Chloritoid, Epidot, Limonit, Serizit, Muskowit (Kalifeldspat nicht in allen Schliffen), wenig: Turmalin, Zirkon, Hämatit, Biotit und Chlorit.

Lagen mit mehr Quarz wechseln ab mit Lagen von mehr Calcit, jedoch ist die Trennung nicht so scharf wie bei den Tonschiefern.

Wohl das Erstaunlichste an diesen Gesteinen ist das Auftreten von Chloritoid, zumal dieses Mineral in den calcitfreien Tonschiefern, welche chemisch seinem Milieu eher entsprechen würden, völlig fehlt.

Der Chloritoid ist nach seinem Auftreten eine alpine Neubildung und kann kaum klastischen Ursprungs sein. Seine porphyroblastische Natur ist in den meisten Fällen deutlich ersichtlich. Er ist oft, wie Fig. 21 zeigt, stark von Calcit korrodiert, wobei gelegentlich von ihm nur noch eine Siebstruktur übrig bleibt. Sanduhrstrukturen fehlen gänzlich, dagegen sind fast alle Individuen polysynthetisch verzwilligt. Im Gesteinsgefüge liegt der Chloritoid oft quer zur Schieferung. - Auf die aberrante Paragenese dieses Minerals wird im nächsten Kapitel näher eingegangen werden.

Rein sedimentär-klastisch in diesen Gesteinen sind die Mineralien Turmalin und Zirkon. Turmalin in runden, abgerollten und sehr schön zonaren Körnern; Zirkon als häufigstes Akzessorium in länglich-ovalen, oft trüben Körnern.

c. Zur alpinen Metamorphose

Die soeben beschriebenen mesozoischen (liasischen) Sandkalke geben uns einen Gradmesser für die alpine Metamorphose. - Aus den Dünnschliffbeobachtungen ist nachstehende Genese der einzelnen Mineralien wahrscheinlich:

Calcit	ursprünglich chemisch oder biogen sedimentär; alpin rekristallisiert; mit Druckzwillingen
Chloritoid	alpine Neubildung
Quarz	sedimentär klastisch, z.T. alpin rekristallisiert
Epidot	alpine Neubildung
Muskowit	alpine Neubildung
Limonit	alpine Neubildung
Serizit	alpine Neubildung
Schachbrettalbit	wahrscheinlich alpin umgewandelte klastische Kalifeldspatkörner
Turmalin	rein klastischer Altbestand
Zirkon	rein klastischer Altbestand
Grüner Biotit	alpine Neubildung
Chlorit	alpine Neubildung oder Pseudomorphose nach Biotit

Von den alpin neugebildeten Mineralien interessiert uns am meisten der Chloritoid.

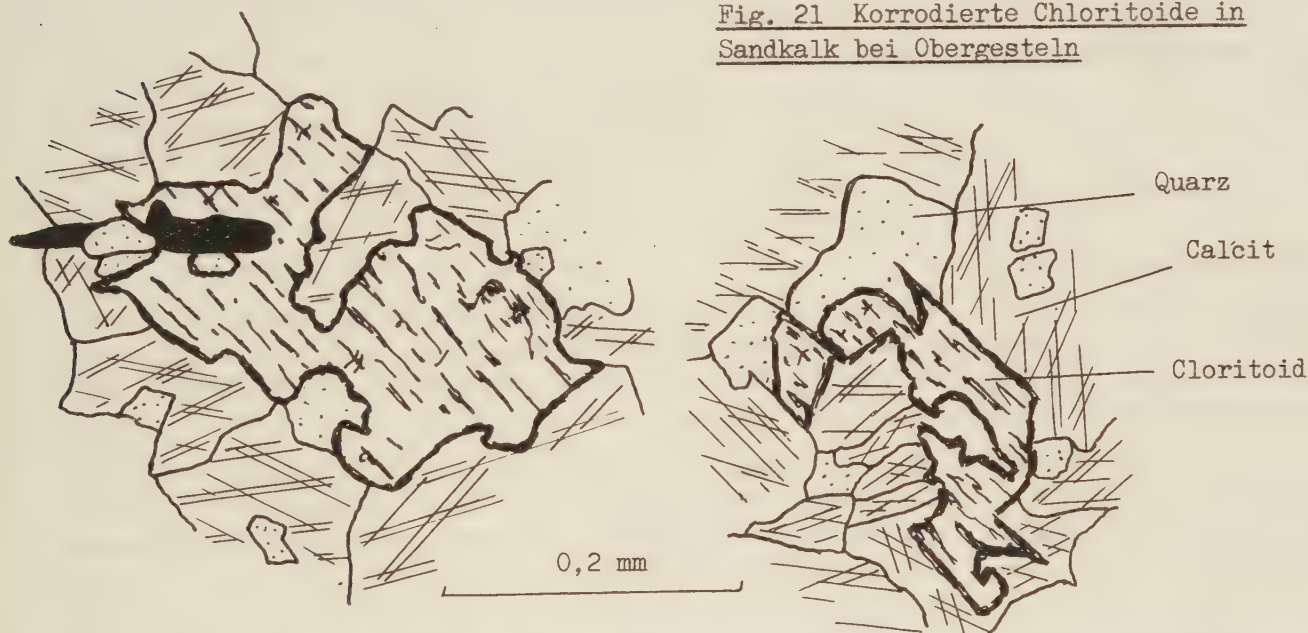
Chloritoid ist allgemein ein häufiges Mineral in aluminium- und eisenreichen, calcium- und meist magnesiumarmen epi- bis mesozonal metamorphen Sedimenten. Vor allem sind dies metamorphe Tonschiefer, wie sie u.a. aus den Alpen genügend bekannt sind (vgl. E. NIGGLI und C. NIGGLI, 1965). Ebenso kommt Chloritoid, wie DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1961) schreiben, und wie ebenfalls aus den Alpen beschrieben wurde, in metamorphen basischen Eruptivgesteinen vor.

In vorliegender Untersuchung wurde nun Chloritoid in Gesteinen gefunden, die chemisch nicht die Voraussetzung zur Bildung dieses Minerals zu bieten scheinen, nämlich in mesozoischen Sandkalken mit einem Calcitgehalt grösser 60 Vol.-% und geringem Al-Gehalt. Bevor auf die Deutung dieser eigenartigen Paragenese eingegangen wird, sollen noch einige Beispiele ähnlichen Charakters erläutert werden:

FRIEDLÄNDER (1929) beschreibt chloritoidführende Quarzadern mit Carbonat in Chloritoid-schiefern. Diese Quartenschiefer liegen stratigraphisch zwischen Rauhwacke und Dolomit, so dass aus der nächsten Nähe Calcium und Magnesium bezogen werden konnte, um Carbonate nach der Chloritoidbildung ebenfalls den Quarzadern zuzuführen. - Ebenso erwähnt GUSTAFSON (1946) Quarz-Gold-Adern mit Chloritoid, Ankerit, Albit, Turmalin u.a. Der Autor nimmt für die Adern Ankeritisierung an. - MILNE (1949) beschreibt chloritoidführende Quarz-Carbonat-Adern in praekambrischen Schiefern, wobei die Carbonate Calcit und Dolomit sind. - In allen diesen drei Fällen darf eine postchloritoidische Carbonat-Zufuhr zu den Quarzadern ohne weiteres angenommen werden, was aber für unseren Fall nicht zutreffen kann.

Ein Vorkommen, das in seiner Paragenese dem vorliegenden Fall am nächsten kommt, sind die Granat-Chloritoid-Kalkschiefer zwischen den unteren Ophiolithzügen der Ucellogruppe, beschrieben von A. GANSSER (1937). Es sind intermediäre Bündnerschiefer, die als Uebergangsglieder zwischen kalkreichen und tonigen Sedimenten stehen. Hauptgemengteile dieser Gesteine sind Calcit, Quarz, Serizit, Chloritoid, Granat und kohlige Substanz; Nebengemengteil ist Turmalin. Typische Sanduhrstrukturen von Chloritoid fehlen, dagegen sind alle Individuen polysynthetisch verzwilligt. Der Autor macht ferner auf die den Chloritoiden eigenen Resorptionerscheinungen aufmerksam und gibt Zeichnungen wieder, die den eigenen Abbildungen Fig. 21 ähnlich sind.

Fig. 21 Korrodierte Chloritoide in Sandkalk bei Obergesteln



In der Deutung gibt GANSSER der Verwunderung Ausdruck, dass in diesen Gesteinen überhaupt Chloritoid angetroffen wird. Auch er kommt zum Schluss, dass der Chloritoid gebildet wurde, bevor der Calcit anwesend war. Er nimmt an, dass der Chloritoid metamorph, aber praeophiolithisch gebildet wurde. Bei der Ophiolithintrusion wanderte Calciumcarbonat von kontaktnäheren in kontaktf fernere Partien der Bündnerschiefer. Calcit kam somit in den Bereich chloritoidführender Gesteine, wo er das korrodierende Werk am Chloritoid beginnen konnte.

Da die Haupt-Ophiolith-Paroxysmen in den Alpen mindestens vor Oberkreide stattgefunden haben (GRUNAU, 1947), die Bildung der alpin metamorphen Mineralien aber erst später während der Haupttangentialbewegung (TRÜMPY, 1960), d.h. Früh-Oligozän, ist die Deutung von GANSSER - der die Ophiolithintrusion nach der Chloritoidbildung annahm - kaum haltbar.

Als letztes Beispiel, wo Chloritoid neben Carbonaten vorkommt, ist noch die Arbeit von L. v.d. PLAS, Th. HÜGI, M.H. MLADECK und E. NIGGLI (1958) zu erwähnen. Chloritoid tritt in der nördlichen Adula in carbonatführenden, quarzitischen Lagen auf, die ihrerseits

in mesozoischen, kalkführenden Granatglimmerschiefern liegen. Der Calcitgehalt in den quarzitischen Lagen kann bis 13 Vol.-% betragen. Eine Deutung der Paragenese Calcit/Chloritoid wird hier nicht gegeben.

Fassen wir die Deutungen zu calcitparagenetischem Chloritoid der verschiedenen Arbeiten zusammen, stellen wir fest, dass fast immer eine nachträgliche Calciumcarbonat-Zufuhr nach vorausgegangener Chloritoidbildung angenommen wird. Auf diese Weise können auch die Korrosionserscheinungen am Chloritoid elegant erklärt werden. Nicht in Betracht gezogen wird allgemein eine metamorphe Bildung des Chloritoids in einem calcitführenden Gestein.

Im vorliegenden Fall der liasischen kalkigen Sedimente kann das Argument einer Calcit-Zufuhr nicht benutzt werden. Es kann wohl nur angenommen werden, dass die Chloritoide in dem tonigen Bindemittel zwischen den Calcit- und Quarzkörnern trotz der Anwesenheit von Carbonat entstanden sind, oder dass sich das Mineral in ursprünglichen tonigen Schmitzen innerhalb eines Sandkalkes gebildet hat. In einem späteren Stadium der Homogenisierung des Gesteins wird dann der Chloritoid randlich resorbiert.

Immerhin darf in diesem Zusammenhang auf ein subjektives Moment hingewiesen werden. Da in der Tat unser Mineral chemisch in die Gruppe der Tonschiefer gehört und, wie es fast alle Fälle der Untersuchungen bestätigen, dort am ehesten zu erwarten ist, wurde eben Chloritoid in Tonschiefern gesucht und nicht in Sandkalken. Dies ist vermutlich einer der Gründe, weshalb die zugegebenermaßen abnorme Zusammensetzung Calcit/Chloritoid noch nicht häufiger gefunden worden ist.

Was im Rahmen dieser Arbeit ungelöst bleibt ist die Frage, weshalb sich in echten Tonschiefern, die im gleichen Profil einige Meter unter den Sandkalken liegen, bei gleichem Metamorphosegrad nicht auch Chloritoid bildete. Eine Antwort auf diese Frage gibt es noch nicht. Möglicherweise haben in unserem Fall die Sandkalke einen höheren Fe-Gehalt als die Tonschiefer.

d. Quarzite und Rauhwacken

Ueber den allgemein als Lias anerkannten Tonschiefern folgen in einem unzusammenhängenden Profil weisse Quarzite und ein Band Rauhwacke. Darüber folgen noch einmal vor dem Terrassenrand die Quarzite. Auf dieser Terrasse zeigen uns bis zwei Meter im Durchmesser messende Versackungstrichter die Rauhwacke an.

Während in meinem Untersuchungsgebiet nur wenig von den triadischen Sedimenten aufgeschlossen ist, sind sie viel mannigfaltiger ausserhalb der Karte im Oberbach bei Ulrichen zu finden. Ebendort liegen auch die typischen Quartenschiefer, die bei Obergesteln fehlen (vgl. P. NIGGLI und W. STAUB, 1914).

3. Stark mylonitische Gesteine: fragliches Permo-Karbon

Bei dieser Gesteinsserie, die bei Obergesteln südlich an die Quarzite und nördlich an die Gneise von Oberwald grenzen, wurde versucht, eine petrographische Gliederung durchzuführen. Es können auseinandergehalten werden:

- a. Helle, quarzporphyrartige Gesteine mit serizitischer Matrix und ausgezogenen Augen, die meist aus Quarz, dann Plagioklas und gelegentlich Kalifeldpat bestehen.
- b. Mittel- bis grobkörnige, granitische Gneise
- c. Schwarz-graue, geflammte und in der Verwitterung poröse Schiefer (vulkanisches Gestein oder Lamprophyr).

a. Quarzporphyrähnliche Gesteine oder Mylonite

Der Mineralbestand dieser Gruppe ist recht einheitlich:

HG: Serizit, Quarz, Biotit (Calcit)

NG: Plagioklas, Epidot, (Kalifeldspat), Titanit, Orthit, Hämatit

Serizit steht unter den Hauptgemengteilen immer an erster Stelle. Er bildet zusammen mit dem Biotit eine Art "Grundmasse" in der Quarz, Plagioklas und seltener auch Kalifeldspat augig eingelagert sind. Biotit ist ein alpin gebildetes Mineral, das in seiner Lage die Schieferungsrichtung bevorzugt, oft aber auch quer die serizitische Masse durchwächst. Albit ist in allen Gesteinen als Nebengemengteil vorhanden. Schachbrettalbit tritt nur sporadisch auf. - Eine Probe mit sehr viel Calcit im serizitischen Gewebe hat grosse Aehnlichkeit mit gewissen konglomeratischen, permokarbonischen Gesteinen, die ZBINDEN (1950) aus der Gegend von Fiesch/Niederwald beschrieben hat.

b. Granitische Gneise

Im Gegensatz zu den vorgängig beschriebenen Gesteinen sind bei den Gesteinen dieser Gruppe weniger Anhaltspunkte dafür gegeben, sie als sedimentär anzunehmen. Einige Male habe ich konglomeratähnliche Bildungen gefunden. Leider war dabei jedoch immer die Möglichkeit offen, dass es sich auch um mehrmals verscherte und verschiefernte Gesteine handeln könnte. Für die genetische Deutung siehe unten unter 3. Der globale Mineralbestand ist:

HG: Kalifeldspat, Albit/Oligoklas, Quarz

NG: Serizit, Epidot, Biotit, Chlorit, Orthit

Kalifeldspat ist fast immer erster Hauptgemengteil, kann jedoch gelegentlich zugunsten des Plagioklases zurücktreten. Er ist meist perthitisch entmischt, hat oft Mikroklingitterung und schliesst Quarz- und Plagioklaskörner in sich ein. Durch die Korngrösse bedingt ist die Schieferung weniger gut ausgebildet als in den Gesteinen der Gruppe a.

c. Dunkelgraue, geflammte Schiefer

Ein einziges Mal wurde in dieser Gesteinsserie eine 10 cm dicke Einlagerung eines biotitreichen, geflammten Gesteins gefunden, das im Feld wegen seiner Porosität und der Flammung als vulkanisches Gestein bezeichnet wurde.

Unter dem Mikroskop besteht es zu ca. 80 Vol.-% aus braungrünem Biotit. Nebengemengteile sind Pistazit und Quarz. Selten ist etwas Plagioklas, Pyrit und wenig Zirkon vorhanden. In den bis millimetergrossen Porenlöchern kann an den Porenwänden noch Chlorit als ursprüngliche Füllung nachgewiesen werden. Die Flammung wird durch einen reicheren Gehalt an Biotit hervorgerufen.

Hinsichtlich der Herkunft dieses Gesteins sind wir nicht eindeutig im Klaren. In Frage käme zunächst ein metamorphosierter Tuff oder eine Mandelsteinlava, was die Hohlräume betrifft. In der Natur sind viele Beispiele von geflammten Tuffen bekannt, jedoch zeigt uns der Lamprophyr aus nächster Nähe (Kalter Kehr), dass nicht nur Tuffe, sondern auch Lamprophyre geflammt (bzw. gefleckt) sein können. - Die Möglichkeit, dass dieses Gestein ursprünglich ein Lamprophyr war, darf also nicht ausgeschlossen werden. Hingegen neige ich eher zur Ansicht, dass in diesem Fall ein vulkanisches Gestein vorliegt.

d. Petrogenetische Deutung

Zusammenfassend und zur Diskussion der fraglichen permo-karbonischen Sedimente kann folgendes Bild entworfen werden:

1. Die Abfolge der tektonischen und stratigraphischen Einheiten ist bei Obergesteln die gleiche, wie sie aus der geologischen Karte in der Arbeit von ZBINDEN (1950) bei der Lokalität Bister bei Mörel hervorgeht, nämlich:

	<u>Bister bei Mörel</u>	<u>Obergesteln</u>
Altkristallin	Grobporphyrischer	Gneise von Oberwald
Tektonischer Kontakt	Granitgneis	
Permo-Karbon	Phyllite, Quarzphyllite	fragl. Permo-Karbon
	Arkosen	laut Beschreibung
Trias	Arkosen, Dolomit	Quarzite und Rauh-
	Gips, Rauhacken	wacken
Lias	Bündnerschiefer	Tonschiefer, Kalke etc.

2. Nicht alle von ZBINDEN (1950) als permokarbonische Sedimente bezeichneten Gesteine führen Konglomerate. Der Autor unterscheidet in seiner Karte streng zwischen Phylliten, Quarzphylliten und Psephiten. Vergleichende Dünnschliff-Untersuchungen zwischen den Quarzphylliten von ZBINDEN und meinen hellen, quarzporphyrartigen Gesteinen (a) ergaben keine wesentlichen Unterschiede, sowohl in bezug auf den Mineralbestand, als auch auf die Struktur. Berücksichtigt man die Mächtigkeit, die bei Mörel bis zu 2000 m beträgt und bei Obergesteln nur 15 m, so ist es klar, dass wir eine sehr reduzierte Schichtfolge und damit nicht alle Permo-Karbon-Gesteinsanteile vor uns haben.
3. Wie schon HUTTENLOCHER (1946) über Konglomerate bei Naters schreibt, ist die Abgrenzung von Geröllen zur Einbettungsmasse nicht immer deutlich. Meist sind die Grenzen miteinander verwoben. Es zeigt sich also auch hier, wo doch der Konglomeratcharakter der Gesteine bei Naters nachgewiesen ist, dass wesentliche Schwierigkeiten, vor allem bei der mikroskopischen Untersuchung auftreten. Gegenüber den denkbar günstigen Aufschlussverhältnissen an der Massa sind die schlechten Aufschlüsse am Mühlebach nicht geeignet, feldgeologisch Licht in dieses Problem zu bringen.

HUTTENLOCHER unterscheidet ferner in seiner Arbeit zwischen einem "granitisch aussehenden Psephitgneis" und "konglomeratisch aussehendem Gestein des Altkristallins". Wir können auch in diesem Sinne keine endgültige Entscheidung treffen. Immerhin können einige Parallelen gezogen werden, indem die Dünnschliffzeichnungen von Konglomeratgneisen in HUTTENLOCHERS Arbeit den hier vorliegenden recht nahe kommen.

Nach allen diesen Daten, von denen keines weder für Altkristallin, noch für Permo-Karbon absolut beweisend ist, neige ich zur Annahme, dass wir bei Obergesteln eine reduzierte Serie der bei Niederwald auskeilenden permokarbonischen Sedimente vor uns haben. - Vermutlich wird das Problem erst dann einer Lösung näher kommen, wenn das verbleibende Stück Schieferhülle zwischen Obergesteln und Niederwald einer gründlichen Kartierung unterzogen wird.

TEKTONIK, MORPHOLOGIE, QUARTÄER UND QUELLEN

Schon einige Autoren haben sich mit diesen Themen im untersuchten und angrenzenden Gebieten befasst. Ich erwähne hier vor allem BÖGLI (1941), der das Goms morphologisch untersuchte, ECKHARDT (1957), der jungquartäre Bruchsysteme im Bereich des Tavetsch postuliert hat, MINDER (1932), der sich vor allem mit der Granittektonik befasste und ZBINDEN (1949), der u.a. Terrassen und glaziale Erosion im südlichen Goms untersuchte. Ferner hat STALDER (1964) postglaziale Brüche im Grimselgebiet nachgewiesen. - Neueste Untersuchungen petrographisch-tektonischer Natur im Gebiet zwischen Naters/Mörel und Unterbächhorn sind gleichzeitig mit der vorliegenden Arbeit am Berner Institut von STECK und LABHART im Rahmen von Dissertationen durchgeführt worden.

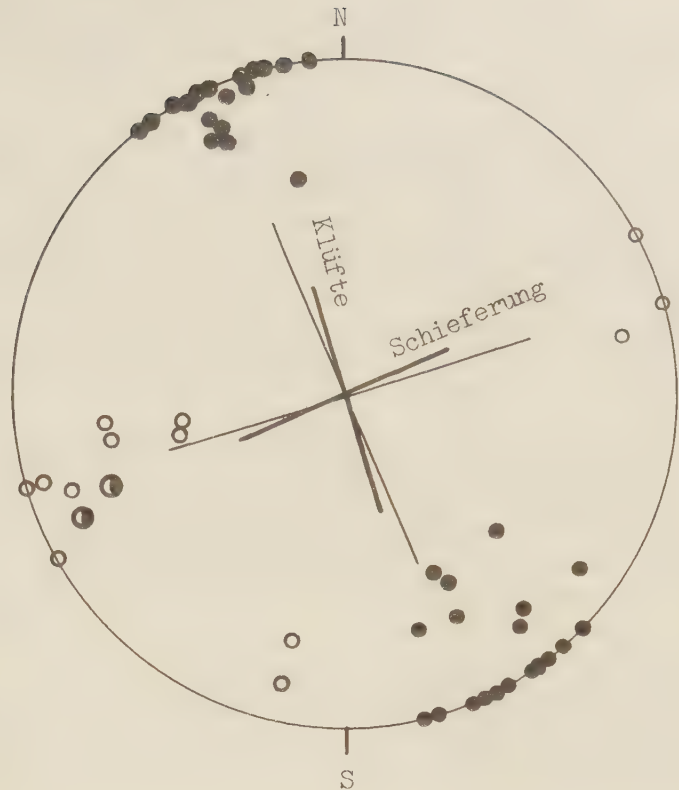
1. Schieferung und Klüfte

Einige Messungen der Lage der Schieferung, die $\pm$ parallel der Richtung der Zonen verlaufen, wurden auf das Schmidt'sche Netz, untere Halbkugel aufgetragen. Die Punkte geben das Azimut und den Betrag des Fallens an. So wenig Messungen leider vorliegen, gibt das Diagramm Fig. 22 doch schon ein allgemeines Bild über die Schieferungsrichtung in diesem Bereich des Aarmassivs. Die Schieferungsrichtungen der herzynischen und der alpinen Orogenese dürften hier wohl konform zueinander verlaufen.

Im gleichen Diagramm wurden wenige Klüfte aufgetragen, wobei die zwei Kluftpaare im Süden mit einem weiteren Kluftpaar in der Hauptklufttrichtung Messungen an den "rhomboedrischen" Kluftflächen des Granits vom Typus Engi sind. Auf den eingetragenen Klüften findet sich in der Regel ein grüner Chloritbelag.

Fig. 22

- Schieferung
- Klüfte mit Chloritbelag
- ⊙ Lamprophyre
- Mittlere Punktmaxima
der Schieferung
- Senkrecht dazu die
Richtung im Gelände



2. Die Moränen; die Tälchen und Rinnen parallel der Schieferung

Aus der geologischen Karte im Anhang geht hervor, dass ein grosser Teil des untersuchten Gebietes durch Moränen bedeckt ist. Es sind dies vor allem die Südflanken des Massivs gegen das Rhonetal: Twäregg, Vordere und Hintere Grimsel. Meistens sind diese Moränen ziemlich mächtig und führen sowohl feines Gesteinsmaterial, wie auch mächtige Blöcke. So ist anlässlich des Baus der neuen Grimselstrasse, die vom Kalten Kehr - Alpstafel Engi auf die Hintere Grimsel führt, ob dem Alpstafel Sattelti auf einer Höhe von 2000 m ein mehrere Kubikmeter grosser Kalksteinblock angesprengt worden, der höchstwahrscheinlich aus den mesozoischen Sedimenten der Urseren-Zone vom Längisgrat her stammt.

Im Kapitel "Granit vom Typus Engi" S. 82 ist auf die eigenartigen Hangtälchen und Rinnen hingewiesen worden, wie sie an der Vorderen Grimsel einige Male beobachtet werden können. Sie sind besonders dort häufig, wo ein starker Wechsel in der Gesteinsresistenz, oder Wechsel der Textur (massig/schiefzig) auftritt. Die bis zu 10 m tiefen, von steilen Wänden begrenzten Tälchen gehen im Streichen, sobald der anstehende Fels unter die Moräne verschwindet, über in Rinnen, die oft hunderte von Metern weit das Gelände schneiden.

Es stellt sich die Frage, ob diese Rinnen durch junge Verwerfungen entstanden sind und welches Alter sie gegebenenfalls haben, oder ob selektive Verwitterung (Wechsel in der Gesteinsresistenz Syenit/Granitlamellen) allein an der Bildung dieser Rinnen die Ursache ist.

JÄCKLI (1951) diskutiert die Natur der Rinnen im südlichen Aarmassiv bei Somvix/Rabius. Sind sie Produkte echter Verwerfungen (endogene Entstehung), oder handelt es sich um tiefgreifenden Hakenwurf (exogene Entstehung)? - JÄCKLI neigt schlussfolgernd zur Ansicht, dass es sich bei den Brüchen um alpino-tektonische Verwerfungen handelt, die bis ins Quartär aktiv geblieben sind, zu Beginn des Holozäns jedoch abgeklungen sind.

ECKHARDT (1957) schreibt, dass die Erscheinungen, die für die Verwerfungen ob Rabius/Somvix (JÄCKLI) sprechen, auch im Tavetsch bestätigt werden konnten. Der Autor erwähnt

einerseits die Parallelität der Verwerfungen auf grössere Erstreckung, unterscheidet aber mehrere Bruchsysteme, wovon eines jungquartären Alters sei. Die Anlage dieser Brüche sei schon im Laufe der alpinen Orogenese während der Steilstellung der Schichten erfolgt.

Aus den Untersuchungen in meinem Gebiet und unter Berücksichtigung der erwähnten Literatur kann ich folgendes aussagen:

- Die in Diskussion stehenden Tälchen und Rinnen verlaufen immer konkordant zur Schieferung und Lagerung der verschiedenen Gesteinsanteile. Sie bevorzugen Schwächezonen (Gesteinswechsel).
- Wir halten es doch für möglich, dass alpine Bruchbildung an diesen Erscheinungen beteiligt sind, haben aber keine zuverlässigen Indizien dafür gefunden.

3. Das Quertal der Rhone zwischen Oberwald und Gletsch

L. WERLEN (1955) sagt, der Reisende sei erstaunt, "dass das Rhonetal nicht seine Richtung über den Längisgrat zur Furka beibehält, sondern hinter Oberwald in einen engen Kamm nordwärts nach Gletsch abbiegt". Weniger erstaunlich ist es allerdings, wenn man den ursprünglichen Verlauf des Rhonegletschers auf der Karte rekonstruiert. Der Rhonegletscher verlief vorerst - vom Belvédère herkommend - entlang des Gletschbodens, dann leicht einschwenkend über die vordere Grimsel ins Goms. Beim Rückzug des Gletschers musste von Oberwald an der Einschnitt in die südlichen Mischgneise erfolgen gemäss der Richtung der rückwärts schreitenden Gletscherzunge. Es bot sich also für die Rhone gar nicht die Gelegenheit, den Weg über die weichen Sedimente der Urserenzone zur Furka hin einzuschlagen.

Das Quertal ist also in dieser Hinsicht ein reines Erosionstal der Rhone und ist nicht, wie BÖGLI (1941) schreibt, durch Rückwärtserosion entstanden. Es liegt hier der gleiche Fall vor, den wir rezent an der heutigen Rhonegletscherzunge beim Belvédère studieren können. In der gleichen Weise erodiert heute die Rhone bei ihrem Austritt aus dem Gletscher einen Kamm quer durch die Gneis-Schiefer-Zwischenzone zum Granit hin.

Die Annahme, dass der Gletscher ehemals durch das Quertal gezogen ist, macht unter anderem auch schon BUXTORF (1922). Er schreibt, dass mit dem Abschmelzen des Gletschers dem steilen Hang südlich Gletsch die Stütze weggenommen worden sei und dass als Folge davon die grosse Sackung am "Arsch" entstanden sei. BUXTORF nimmt an, dass unter dieser Sackung ein alter Flusslauf der Rhone vorhanden sei.

4. Hakenwurf

Die bekannte Erscheinung des Hakenwurfs und der Gesteinslockerung entlang des ganzen Goms, die schon manchen Bauleuten Unannehmlichkeiten in die Durchführung ihrer Pläne gebracht hat, ist im Gebiet zwischen Obergesteln und Furkapass stark ausgeprägt. Die neuesten Bauarbeiten an der Furkapasshöhe haben Aufschlüsse an den Tag gebracht, wo Kalke und Sandkalke aus der steilen Stellung in eine fast liegende übergehen. Die meist gutgebankten Sedimente an der Nordflanke des Tales bei Obergesteln fallen, anstatt steil am Massivrand anzuliegen, mit 30° gegen Norden ein. Das allgemeine Streichen ist nicht wesentlich gestört. Jedoch sind es nicht nur die weichen Sedimente, deren Stütze durch die Haupttalerosion genommen sind; die hinter ihnen liegenden kristallinen Schiefer machen die talwärts-Auffächerung ebenfalls leicht mit. Der Hakenwurf ist am grössten in den unteren Teilen des Talhanges und nimmt gegen die Grimsel kontinuierlich ab. Auf der Grimsel stehen die Gneise wieder in ihrer natürlichen Lage steil bis leicht gegen SW einfallend.

5. Die Subtherme von Gletsch

Schon im Jahre 1775 hat DE SAUSSURE (1796) die warme Quelle von Gletsch ein erstes Mal besucht. Das zweite Mal, 1783, führte er an Ort und Stelle einige chemische Versuche an und er schreibt darüber in seinen "Voyages dans les Alpes":

§ 1720 Dans ce dessein, j'y portai, en 1783, quelques réactifs avec de petits verres, que je lavai dans l'eau même de la source, & j'en fis l'épreuve sur les lieux. La solution de soude ne la trouble en aucune manière, non plus que l'acide du sucre, phénomène bien rare, & qui prouve que ces eaux ne contiennent aucun sel à base terreuse. Mais la solution de terre pesante dans l'acide marin, ou le muriate de baryte, la trouble un peu; ce qui indique la présence de l'acide vitriolique; & comme d'un autre côté, cette eau ne change nullement les couleurs végétales, & qu'ainsi l'acide ne paroît point être libre, il est vraisemblable qu'il y est combiné avec un alkali, & qu'ainsi c'est du sel de glauber ou du sulfate de soude que ces eaux contiennent. Enfin la dissolution d'argent dans l'acide nitreux, la trouble sur le champ, & après une demi-heure de repos, la liqueur se sépare en deux parties; celle de dessus, qui forme les $\frac{2}{3}$ du verre, est grise & opaque, tandis que celle du fond paroît d'un rouge transparent. Il suit de là que ces eaux contiennent du soufre, mais plutôt sous la forme de vapeur, que dissous par un alkali ou par une terre, puisque l'acide nitreux n'y occasionne ni précipité, ni changement de couleur.

En la favorant avec attention, j'y reconnus un goût légèrement sulfureux & mon domestique, qui n'étoit point prévenu, le reconnut également.

..... je l'ai constamment trouvé à $14 \frac{1}{2}^{\circ}$ de REAUMUR, qui répondent à 65, ou du moins à 64,7 $^{\circ}$ de FARENHEITH.

Später ist die Quelle von E. DESOR (1844) ebenfalls mit $14 \frac{1}{2}^{\circ}$ R gemessen worden, was einer Temperatur von 18,1 $^{\circ}$ Celsius entspricht. Beide Autoren und etwas früher schon SCHEUCHZER erwähnten die Tatsache, dass diese Quelle von den Bergleuten der Gegend als eigentliche "Source du Rhône" bezeichnet wurde. So schreibt z.B. DESOR:

..... le bon SCHEUCHZER la tourne en ridicule, et dit, que c'est une espèce de folie ou de maladie, que les Valaisans appellent source du fleuve un petit filet d'eau qui vient lui même se réunir à un courant beaucoup plus considérable, et qui descend d'un lieu plus élevé.

Die Subtherme von Gletsch liegt direkt hinter dem Hotel "Glacier du Rhône" (Koord. 157.255/670.725) und somit genau auf dem Kontakt zwischen dem Südlichen Aaregranit und den Augengneisen von Gletsch.

Es ist deshalb naheliegend anzunehmen, dass in höheren Regionen, z.B. am Rhonegletscher, der ja teilweise in die südlichen Gneise des Aarmassivs hineingreift, oder an der Grimsel, Wasser entlang der Kontaktfläche in Tiefen von annähernd 800 m versickert, sich erwärmt und an der gleichen Störungsfläche den Weg wieder an die Oberfläche findet. Der relativ geringe Gehalt an Mineralsubstanzen spricht übrigens auch für diese geringe Wegstrecke, die das Wasser zurückgelegt hat.

Herr Dr. Jos. VENETZ, Kantonschemiker in Sion, war so freundlich, mir von der Subtherme von Gletsch eine Trinkwasser-Analyse durchzuführen:

Trockenrückstand	157 mg/l
Totalhärte	1,6
Karbonathärte	2,5
Oxydierbarkeit (KMnO ₄)	1,95
Ammoniak (NH ₄ ⁺)	0 mg/l
Nitrite (NO ₂ ⁻)	anwesend
Chloride (Cl)	anwesend
Sulfate (SO ₄)	anwesend
Eisen (Fe)	0
Leitfähigkeit	2,07 x 10 ⁻⁴
pH	7,40

Die Austritts-Temperatur der Quelle ist etwas tiefer als die im 18. Jhd. von DESOR und DE SAUSSURE gemessene:

<u>Datum</u>	<u>Zeit</u>	<u>Aussen-T</u>	<u>Licht</u>	<u>T der Subtherme</u>	<u>T des Rhonewassers</u>
18.9.1961	08.15	4 °	Schatten	16,5 ° C	1,5 ° C
18.9.1961	13.10	34 °	Sonne	16,5 ° C	4 ° C
18.9.1961	18.00	16 °	Schatten	16,5 ° C	3 ° C

Diese Beobachtungen und vor allem die Sommer/Winter-Konstanz der Temperatur wurde von Einheimischen bestätigt. Im Winter, speziell im Frühling wird das Quellwasser zum Schmelzen des Schnees zur Freilegung der Pass-Strasse benützt.

RADIOAKTIVITÄTS -- MESSUNGEN

Für den "Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente" (Schweiz. Nationalfonds) habe ich im Bereich meines Dissertationsgebietes Radioaktivitätsmessungen ausgeführt.

Die Messungen wurden mit Berthold-Szintillometer durchgeführt. Der Abstand der Sonde vom Gestein betrug während der Messung 10 - 20 cm.

Nach RYBACH (1961) setzt sich die vom Instrument gemessene Strahlungsmenge zusammen aus:

- Strahlung, die vom Gestein herrührt, verursacht durch vorhandenes U, Th, K⁴⁰ und andere natürliche radioaktive Isotope.
- Nulleffekt, besteht an der Erdoberfläche hauptsächlich aus der kosmischen Strahlung (einen kleinen Anteil machen noch der Emanationsgehalt der Luft und die Eigenimpulse des Gerätes aus).

Die Bestimmung des Nulleffekts kann nach RYBACH auf einem See erfolgen, wobei fünf Meter Wassertiefe für die Absorption der Bodenstrahlung schon genügen. Im untersuchten Gebiet selbst fehlen Seen und es besteht daher keine Möglichkeit, den Nulleffekt zuverlässig zu bestimmen. Ich muss mich daher auf die Messungen stützen, die H.A. Stalder 1959 auf dem Grimselsee (einige km nördlich) durchführte. In seinem Bericht gibt Stalder 10 Impulse/sec als Durchschnitt für den Nulleffekt auf dem See an, was auf dem Berthold-Szintillometer 10 Skalenteilen entspricht. Die in unserer Aufstellung erwähnten Zahlen geben ein Vielfaches des Nulleffektes an. In unserem Gebiet wurden z.B. 20 Skalenteile für die Quarzite am Belvédère gemessen: wir schreiben somit in nachfolgender Aufstellung den Wert 2,0 = das 2-fache des Nulleffekts.

Mein ungekürzter Bericht ist im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern deponiert (Archiv Arbeitsausschuss: Bericht Nr. 209 VS). Die Handstücke sind einer ev später erfolgenden geochemischen Untersuchung zugänglich und befinden sich ebenfalls im Min.-Petr. Institut.

Die Messungen

	<u>Vielfaches des Nulleffekts</u>
Granodioritische Grobporphyroblastengneise	5,0
Biotit-Serizit-Gneise von Oberwald	3,6
Biotit-Chlorit-Mylonitsand	20,0
Aplit	5,0
Amphibolit	4,5
Hauptmigmatitzone von St. Niklaus	
Aplitische Schlieren	4,5
Amphibolite	3 - 7,5
Hornblendegabbro	6,0
Aplite	4,0
Lamprophyr	3,0
Quarzband mit Epidot und Asbest	6,5
Granit vom Typus Engi	
in den Migmatiten von St. Niklaus	6,0
in den Augengneisen	5,0
in den Syeniten	4,5

Biotit-Quarzdiorite	3,4
Syenit-Restite inkl. Metatekte	4,0
Hauptmigmatitzone von Gletsch	
Aplitische Schlieren	4,7
Amphibolite	5,1
Hornblendegabbro	3,8
Aplite	4,4
Biotitgneise	4,3
Hornblendit	3,2
Augengneis	8,2
Granataplit	4,1
Augengneis von Gletsch	4,3
Augengneise Grimsel-Längis	4,0
Gneis-Schiefer-Zwischenzone (granitoide Anteile)	3,5
Quarzite Belvédère	2,0

Diskussion der gemessenen Werte

Im allgemeinen variieren die Zahlen mit Ausnahme eines Extremwertes nicht sehr stark. Die granitischen Gesteinen bleiben zwar in der Regel recht konstant bei 4,0 - 6,0 (max. 8,2), währenddem die Amphibolite, von denen man eher niedrigere Werte erwartet, 3,0 - 6,0 (max. 7,5) mal den Nulleffekt messen. Vielleicht rührt diese Erhöhung bei den Amphiboliten vom gelegentlich sehr hohen Titanitgehalt her.

Der Maximalwert von 20,0 wurde in einer mylonitischen Partie der Biotit-Serizit-Gneise von Oberwald gemessen. Das Gestein ist ein Mylonitsand mit fast ausschliesslich Biotit und Chlorit. - Gleichmässig tief sind die Quarzite am Belvédère mit 2,0.

Unsere Syenit-Restite und Metatekte lassen sich radiometrisch nicht von den übrigen Gesteinen unterscheiden. Laut einer persönlichen Mitteilung von T. Labhart weist der Kalisyenit des Piz Giuf am Piz Giuf selbst viel höhere Werte auf als der Zentrale Aaregranit, mit dem schmale Syenitlamellen verzahnt sind. T. Labhart gibt mir den Wert von 8,0 mal den Background (Nulleffekt) als guten Mittelwert für den Kalisyenit an. - Dieser Unterschied in der Radioaktivität ist für unsere angenommene Parallelisierung der Syenit-Restite mit dem Giuf-Syenit auf den ersten Blick ein negatives Argument. - Diese Unstimmigkeit in der Beweisführung scheint mir aber (s.S.67-70) wenig Gewicht zu haben, zumal lokale Uran-Anreicherungen keine Seltenheit, eher die Regel bilden. Uran ist im weitern ein geochemisch sehr mobiles Element, das während der Metatexis in unserem Gebiet sehr leicht gewandert sein kann. Im übrigen müssten vorerst im Giuf-Syenit Messungen an WEBERs Randfazies gegen den Granit hin durchgeführt werden um berechnete Vergleiche in bezug auf die Radioaktivität ziehen zu können.

SCHLUSS - ZUSAMMENFASSUNG

Das untersuchte Gebiet gehört zur südlichen Granitgneis- und Mischzone des (herzynisch und älteren) Aarmassivs. Bearbeitet wurde der Teil, der zwischen Obergesteln im Goms und dem Furkapass liegt. Ferner wurden die Aufschlüsse bei Obergesteln in der jungsedimentären, alpin eingefalteten Urseren-Zone - welche letztere das Aarmassiv und das Gotthard-Massiv (inkl. Gomser Zwischenmassiv) trennt - kartiert und beschrieben.

Die praetriadischen Gesteine des untersuchten Gebietes sind: Migmatite, Quarzdiorite, titanitreiche Biotit-Hornblendesyenit-Restite und Metatekte, Granite, Granodiorite und Augengneise. In der Urserenzone liegt eine stark reduzierte Schichtreihe liasischer und triasischer Gesteine vor. Im Profil bei Obergesteln sind Gesteine gefunden worden, die vielleicht permo-karbonisches Alter haben.

Einige ältere Gesteins- und Zonenbezeichnungen wurden in dieser Arbeit durch neue Namen ersetzt. Man halte sich für eine diesbezügliche Orientierung an Tab.1, S.9.

Hauptprobleme dieser Arbeit waren: die zeitliche Gliederung und Beschreibung der verschiedenen Migmatitanteile; die Frage nach einem möglichen Einfluss, den die herzynischen, aarmassivischen Intrusiva auf die altkristallinen Gesteine ausgeübt haben könnten; Beschreibung und genetische Interpretation aller Gesteine und Gesteinszonen im Bereich des untersuchten Gebietes; Auswirkungen der alpinen Metamorphose. Ferner wurde in diesem Zusammenhang eine Altersbestimmung am Biotit aus der Biotit-Quarzdioritzone durchgeführt (s.S.53). - Es sollen kurz die Resultate und Folgerungen in bezug auf die Genese der einzelnen Gesteinszonen besprochen werden:

1. Hauptmigmatitzonen

Das Hauptinteresse galt den beiden Hauptmigmatitzonen von Gletsch und St. Niklaus. Es konnte weitgehend die zeitliche Abfolge der verschiedenen Vorgänge gegliedert und erklärt werden, trotzdem die Vielfalt und Kompliziertheit der Vorgänge wesentliche Schwierigkeiten boten. Auf S. 45 sind die verschiedenen Gesteinsanteile zeitlich aufgeteilt in palaeosome, neosome und nachmigmatitische Bildungen. An palaeosomen Anteilen unterscheiden wir (das älteste zuerst) ursprünglich sedimentäre (Epidot-Amphibolite, Biotitgneise), dann magmatische (Hornblendite, Hornblendegabbros) und metasomatische Gesteine (Epidosite und alte Aplit- und Quarzadern). Im Hauptakt der praeherzynischen Migmatitisierung werden diese palaeosomen Anteile durchadert und durchtränkt von jungen neosomen Apliten. Herzynisch intrudierten der Engigranit in die Migmatite von St. Niklaus, ferner einige Apliten und ein Lamprophyr. Pegmatitische Adern und grobporphyrische Granodiorite (in diesem Gestein kommen Kalifeldspäte mit eingeregelter Plagioklasleisten nach FRASL vor) liegen in unmittelbarer Nähe des Kontaktes mit dem Engigranit. Sie sind von mir als Produkte einer durch den Engigranit bewirkten Metatexis gedeutet worden, die aber nichts mit der Hauptmigmatitisierung gemeinsam haben. - Für eine Orientierung über den zeitlichen Ablauf in den Hauptmigmatitzonen halte man sich an Tab. 10, S.47. - Acht neue chemische Analysen von palaeosomen und neosomen Gesteinen wurden durchgeführt. Ob die allgemeine Kaliarmut aller analysierten Gesteine auf eine primäre Kaliarmut zurück geht oder ob Kali zur Feldspatisierung der hellen Gneise (siehe unten unter 4.) konsumiert wurde, konnte nicht eindeutig gezeigt werden. Vermutlich treffen beide Fälle zu.

Auf eine der oben gestellten Fragen konnte zusammen mit anderen Autoren (s.S.47) geantwortet werden, dass die Hauptmigmatitisierung nicht durch einen herzynisch intrudierenden Granit bewirkt wurde, sondern älter ist.

2. Biotit-Quarzdiorite

Bei diesen Gesteinen wurde spezielles Gewicht auf den deskriptiven Teil gelegt. Ich konnte feststellen, dass die für die Zone der Biotit-Quarzdiorite charakteristischen graublauen Feldspäte Oligoklase sind und nicht Mikroklin, wie dies für Feldspäte dieser Färbung im Aarmassiv üblich ist. Deshalb ist auch die alte Bezeichnung für diese Gesteine: "Monzonite" unzulässig. - Der Ursprung dieser Gesteine ist problematisch. Wir nehmen an, dass bei den Biotit-Quarzdioriten ein Intrusivgestein vorliegt. Jedoch könnten diese Gesteine ebenso gut ehemalige Sedimente darstellen, die in situ in ein quarz-glimmerdioritisches Gestein umgewandelt wurden. - Das Rb-Sr-Alter des Biotits wurde auf $13,1 \pm 4,5$ Millionen Jahren bestimmt. Es belegt dieses Alter die alpine Re- resp. Umkristallisation; es ist wohl ein Abkühlungsalter (s.S.54).

3. Titanitreiche Biotit-Hornblendesyenit-Restite und Metatekte

Die ehemalige Bezeichnung dieser Gesteine: "Shonkinite" nach FEHR wurde in der vorliegenden Arbeit vor allem aus mineralogischen und genetischen Gründen durch eine neue ersetzt. Wie aus dieser neuen Bezeichnung hervorgeht, wurde den heute vorliegenden Restiten und Metatekten ein Syenit als Ausgangsmaterial zugeschrieben. Die für die Restit- und Metatektbildung nötige Wärme lieferte der zwischen die einzelnen Syenitlamellen intrudierte Engigranit. Diese Hypothese fusst auf mikroskopischen, vor allem aber feldgeologischen und chemischen Untersuchungen. Der ursprüngliche Syenit, der mit dem Kalisyenit des Piz Giuf verglichen wird, konnte leider nirgends mehr gefunden werden. Die Intrusion des Syenits (vgl. S. 70) wurde früh- oder praeherzynisch angenommen.

4. Die hellen Gneise

Weite Areale der südlichen Granitgneis- und Mischzone werden von Gneisen und Augengneisen eingenommen. Auch in unserem Gebiet sind mehrere Gneis- und Augengneiszonon vorhanden: Unsere Augengneise von Gletsch sind früher als permokarbonische Konglomeratgneise bezeichnet worden. In meinen Untersuchungen konnten jedoch keine sicheren Konglomeratkomponenten nachgewiesen werden, so dass die alte zeitlich/genetische Bezeichnung durch eine neue, neutrale ersetzt wurde. Trotzdem nehmen wir an, dass den vorliegenden hellen Gneisen sedimentäres Ausgangsmaterial zugrunde liegt. Hinsichtlich aller porphyrischen Kalifeldspäte dürfen wir uns nicht festlegen. Wir können wohl sagen, dass mindestens ein Teil der Kalifeldspäte vor der Verschieferung, ein Teil vor der Intrusion des Engigranits anwesend war. Ich vermute, dass es sich im wesentlichen um voralpine Feldspatisierung sedimentogener Gesteine handelt.

5. Der Granit vom Typus Engi

Diesen Granit finden wir als Intrusivstöcke und -Lamellen in verschiedenen Gesteinszonen. Nach feldgeologischen und mineralogischen Vergleichen mit dem Baltschiedergranit im westlichen Aarmassiv wurde dem Engigranit in Analogie zu jenem ebenfalls frühherzynisches Alter zugeschrieben. - In unserem Gebiet haben wir keine absoluten Beweise für diese Aussage, wohl aber manche Hinweise, die für frühherzynisches Intrusionsalter sprechen. - In den Hauptmigmatitzonen von St. Niklaus und in der Syenitzone bewirkte der Granit eine Metatexis (vgl.oben). Man vergleiche die zusammenfassenden Aussagen auf S. 83.

6. Die Gneis-Schiefer-Zwischenzonen und der Südliche Aaregranit

Zwischen Augengneisen und Südlichem Aaregranit einerseits und zwischen Südlichem Aaregranit und Zentralem Aaregranit (am Rhonegletscher) anderseits liegt je eine Zone mit verschiefert, teils tektonisch brecciösen Gesteinen: Die drei Querprofile durch die letztgenannte der Zonen, Fig. 18, S.84 zeigen uns, dass wir granitische, migmatitische, quarzitische u.a. Gesteine vor uns haben. Von diesen Gesteinen sind die Quarzite, die am Belvédère sehr schön aufgeschlossen sind, in bezug auf ihre Genese untersucht worden. Eine sichere Aussage ist nicht möglich. Hingegen sind wir der Ansicht, dass mindestens ein Teil der Quarzite eine verschieferte und silifizierte Fazies von Quarzporphyren darstellen. Gut erkennbare Quarzporphyre aus der Fortsetzung unserer Quarzite beschrieb STALDER (1964). - In bezug auf die Genese der beiden Gneis-Schiefer-Zwischenzonen glaube ich, dass sie das heute wegerodierte Dach der südlich-aaregranitischen Intrusion darstellen und in diesem Sinne als Altkristallin zu bezeichnen sind.

7. Die mesozoischen Sedimente der Urserenzone und das fragliche Permo-Karbon

In einem Sandkalk der mesozoischen Sedimente der Urserenzone im Profil bei Obergesteln wurde Chloritoid als alpin gebildetes Mineral gefunden. Im gleichen Profil kommen auch Tonschiefer vor. Ich bin in meinen Untersuchungen auf das sonderbare gemeinsame Auftreten von Calcit und Chloritoid näher eingegangen. Ferner konnten die weiteren Auswirkungen der alpinen Metamorphose an unseren Dünnschliffen untersucht werden. - Zwischen den mesozoischen Sedimenten und dem Altkristallin wurden mylonitische und z.T. tuffähnliche Gesteine gefunden, die mit Permokarbonserien im unteren Goms verglichen wurden. Das tuffähnliche Gestein könnte aber auch als verschieferter Lamprophyr, die übrigen Gesteine als Altkristallin gedeutet werden. Ich neige zur Ansicht, dass es sich um den permokarbonischen Sedimentzug handelt, der bei Niederwald im Goms auskeilt und hier wieder zu Tage tritt.

In einem Kapitel dieser Arbeit wurde kurz auf die Morphologie eingegangen. - Die Subtherme von Gletsch wird beschrieben. - Ferner wurden im untersuchten Gebiet Radioaktivitätsmessungen durchgeführt,

Legende zu den Fototafeln 1 - 4

T A F E L 1

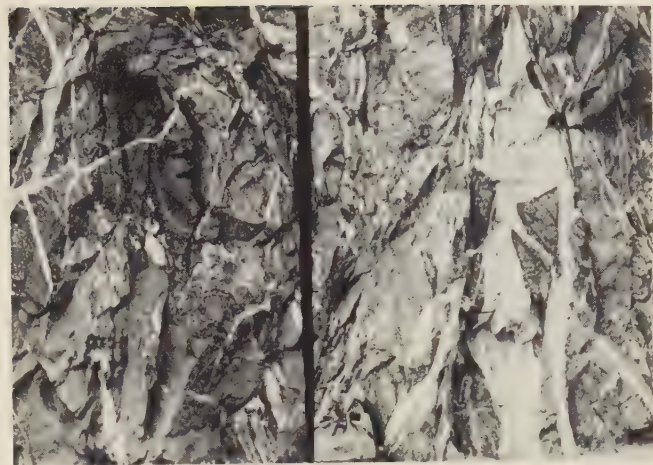
- Foto 1 Schwarz-weiss Reproduktion "Peinture" von Hans Hartung, 1951. Oel auf Leinwand, 146 x 96,5 cm. Besitz des Kunstmuseums Basel. Siehe S. 13
- Foto 2 Migmatite aus der Hauptmigmatitzone von Gletsch. Rucksack als Massstab. S.S.22
- Foto 3 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Netzartige junge Durchaderung von palaeosomem Gesteinsmaterial. Bohrloch ϕ 5 cm. s.S.22
- Foto 4 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Bänderartige junge Durchaderung von palaeosomem Material. Fotounterkante = 1 m. s.S.22
- Foto 5 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Jüngster Aplit in den Migmatiten. Der Aplit ist 13 cm dick. Siehe Bildbeschreibung S. 22
- Foto 6 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Palaeosome Schollen "schwimmen" im aplitgranitischen Neosom. Fotounterkante = 85 cm. s.S.22
- Foto 7 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Von neosomem aplitischem Material durchbrochene Palaeosomscholle. Fotounterkante = 50 cm. s.S.22
- Foto 8 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Von neosomem aplitischem Material partiell verdautes Palaeosom. Siehe Bildbeschreibung S.22

T A F E L 2

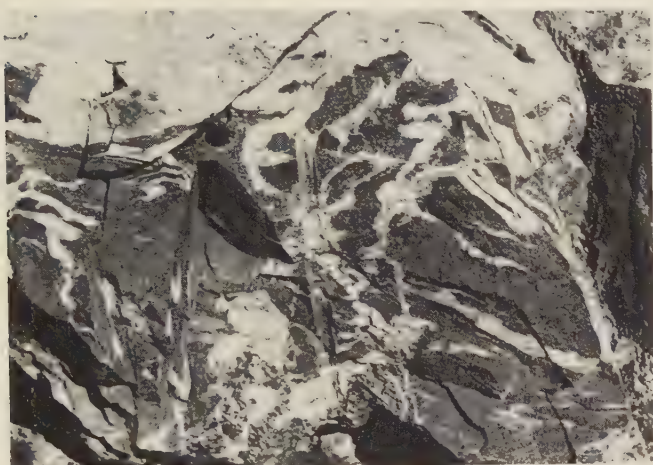
- Foto 9 Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Charakteristische Oberflächenverwitterung der Migmatite. Siehe Bildbeschreibung S.22
- Foto 10 Detailaufnahme aus der Hauptmigmatitzone von Gletsch. Boudinartig gebündelte neosome Adern. Objektivschutzdeckel ϕ 6 cm. Siehe Bildbeschreibung S.22
- Foto 11 Dünnschliff-Foto: Verzwillingter Hornblendekristall mit eingeschlossenen Pyroxenkernen. Hornblendite der Hauptmigmatitzone von Gletsch. Probe F 98. Vergrösserung = 32 x, pol. Siehe S.27f
- Foto 12 Vergrössertes Detail aus Foto 11. Vergrösserung = 130 x, pol.
- Foto 13 Dünnschliff-Foto: Kalifeldspatkristall mit eingeregelter Plagioklasleisten. Grobporphyrische Granodiorite der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Probe CN 569. Vergrösserung = 2 x, pol. Siehe S.38ff
- Foto 14 Dünnschliff-Foto: Fragliche Sandsteinstruktur in einer Palaeosom-Scholle der Hauptmigmatitzone von St. Niklaus. Probe CN 74, Vergr. = 30 x, unpol., s.S.45
- Foto 15 Körnerpräparat von Biotit mit "Sagenit-" und Ilmeniteinschlüssen. Zone der Biotit-Quarzdiorite. Vergrösserung = 150 x, pol. Siehe S.53
- Foto 16 wie Foto 15. Ilmenitreiches Biotitblättchen. Vergrösserung = 150 x, unpol.



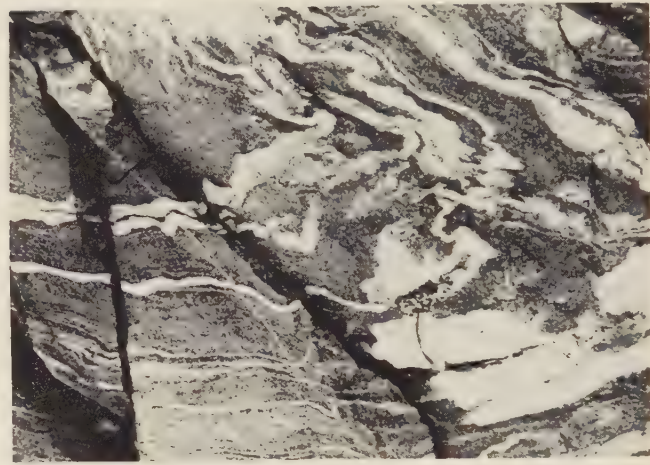
1



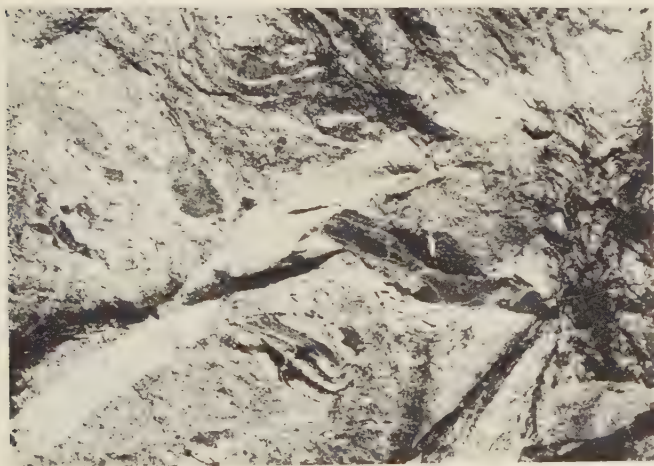
2



3



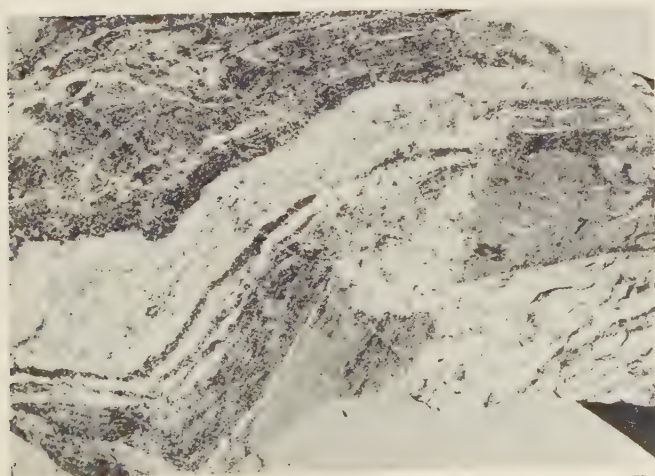
4



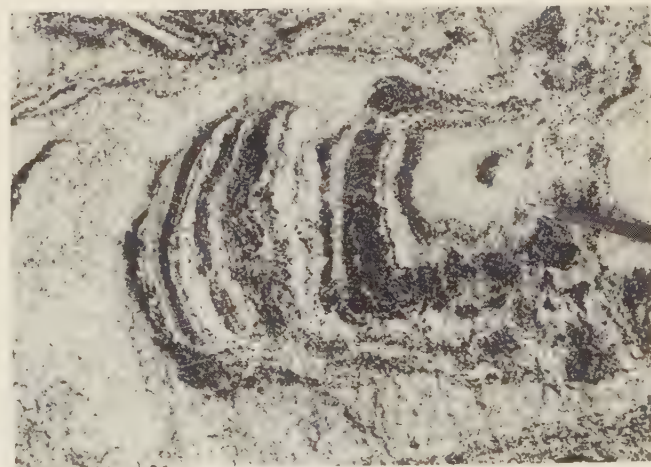
5



6



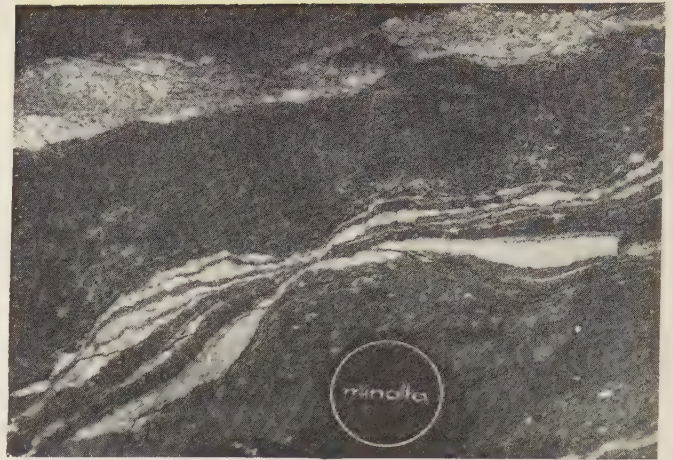
7



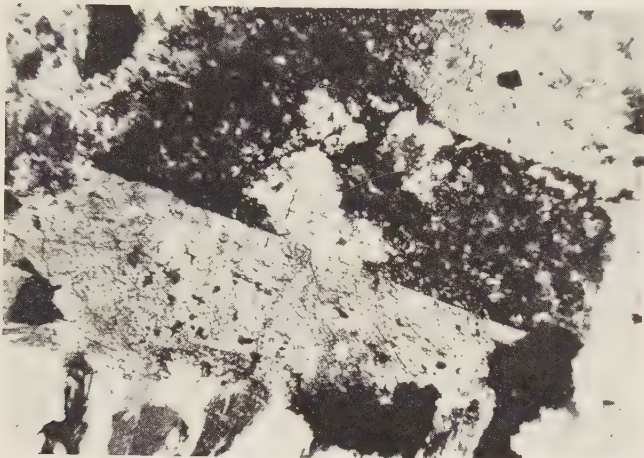
8



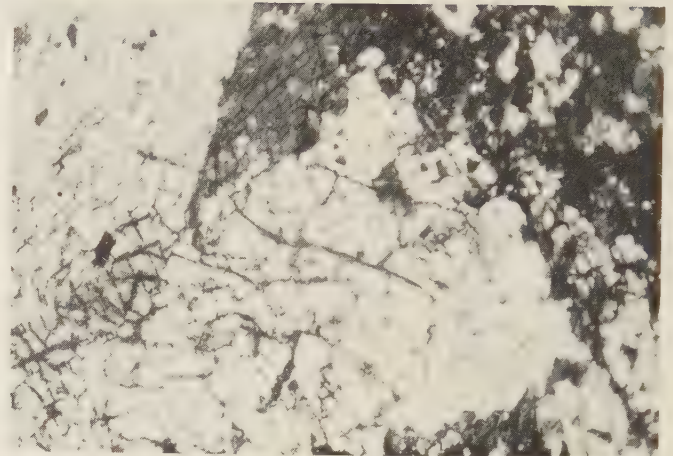
9



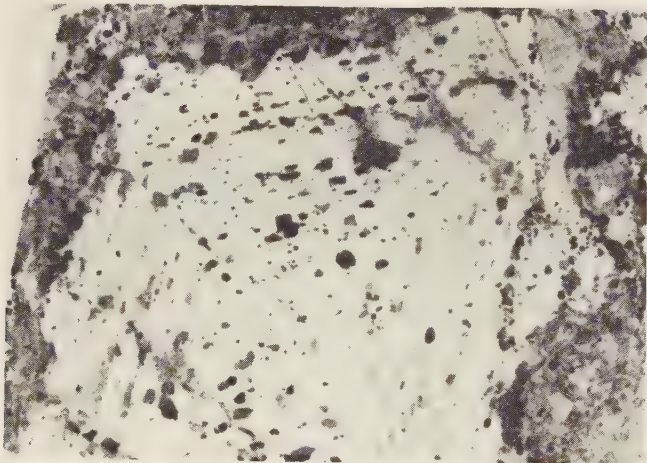
10



11



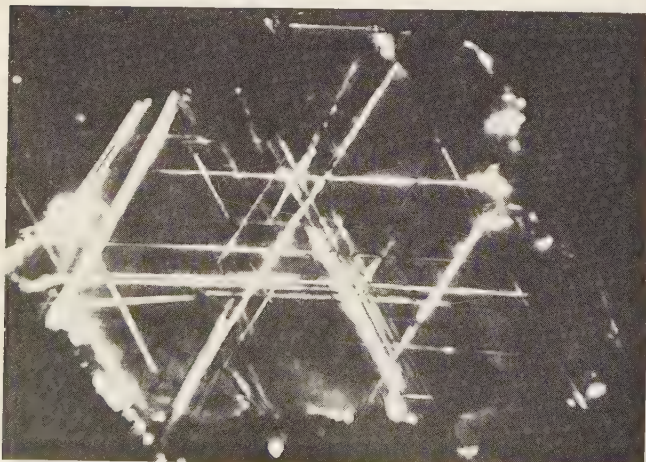
12



13



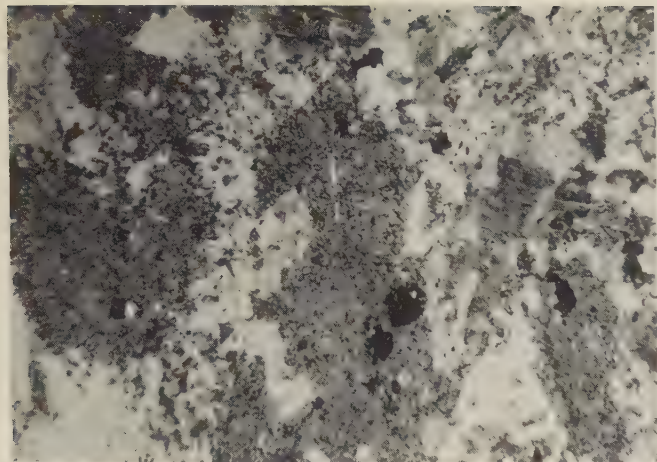
14



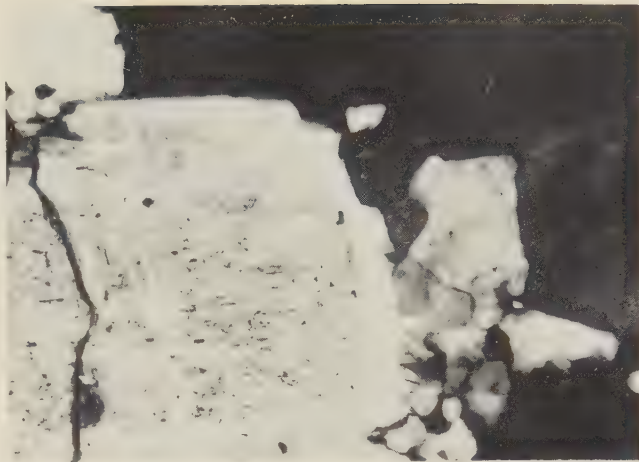
15



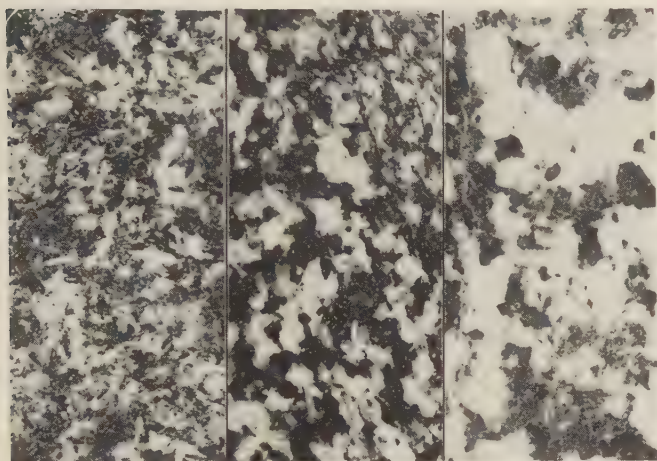
16



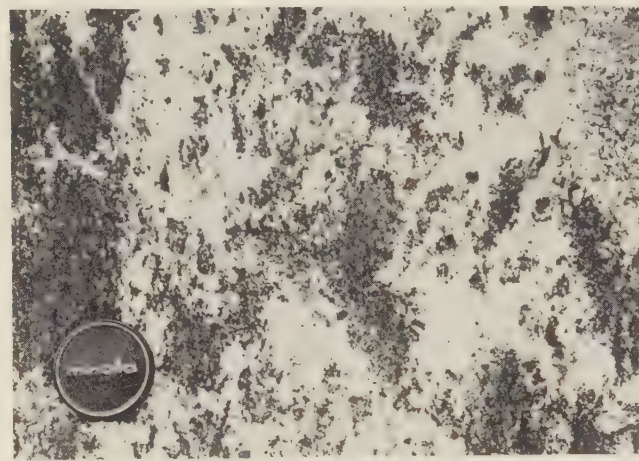
17



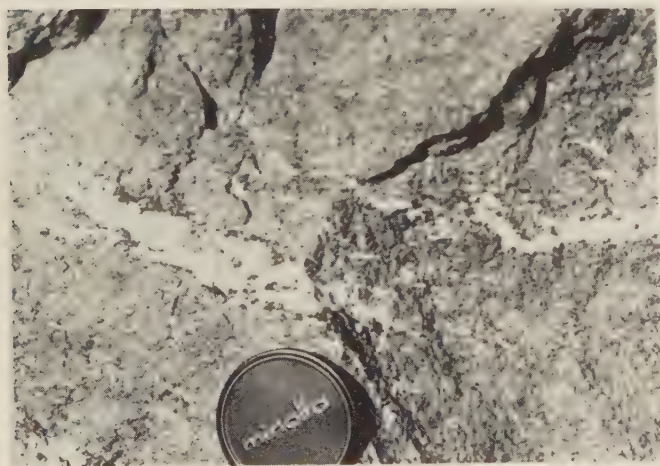
18



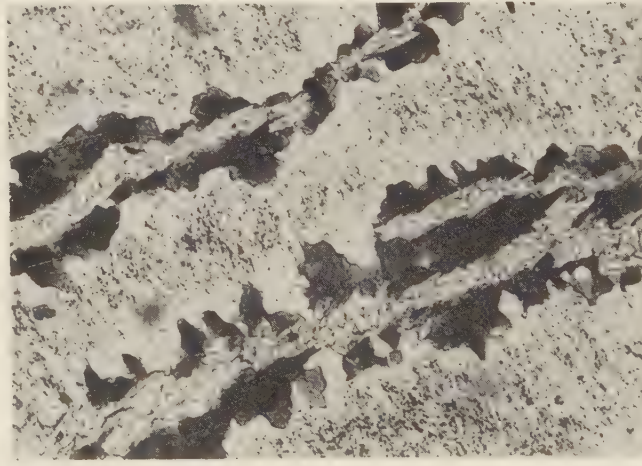
19



20



21



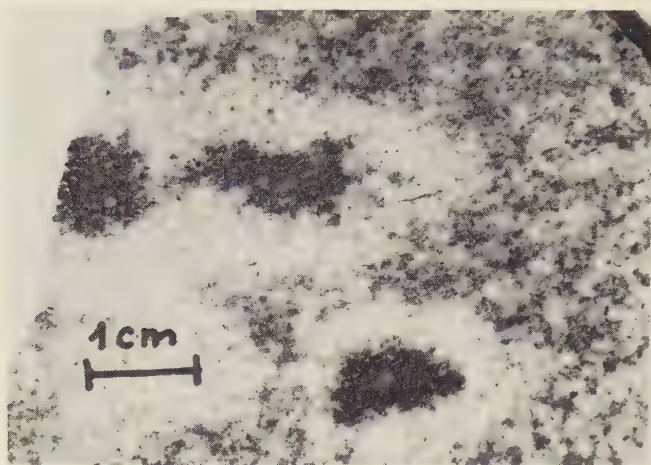
22



23



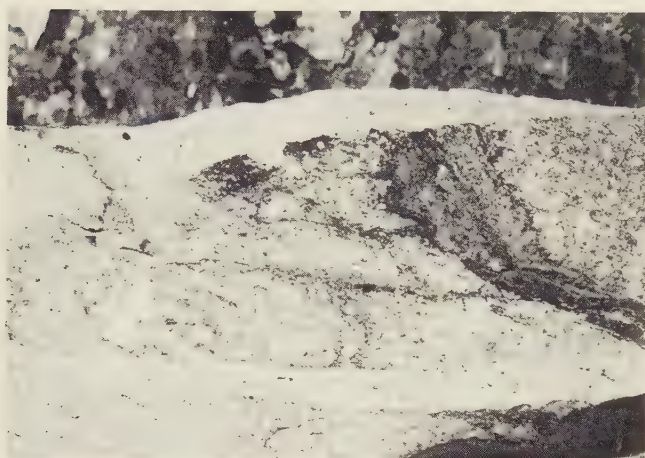
24



25



26



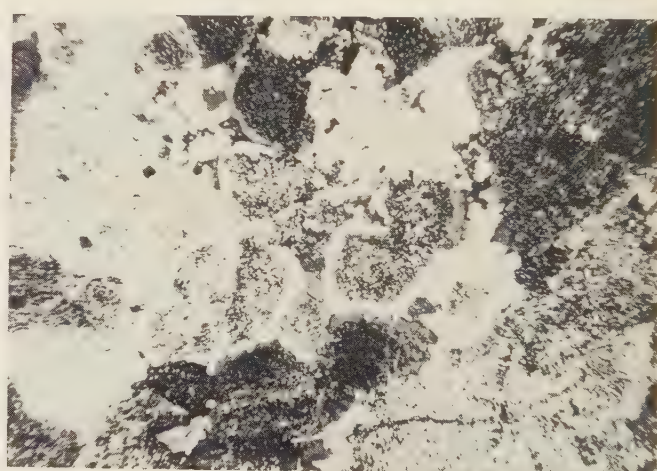
27



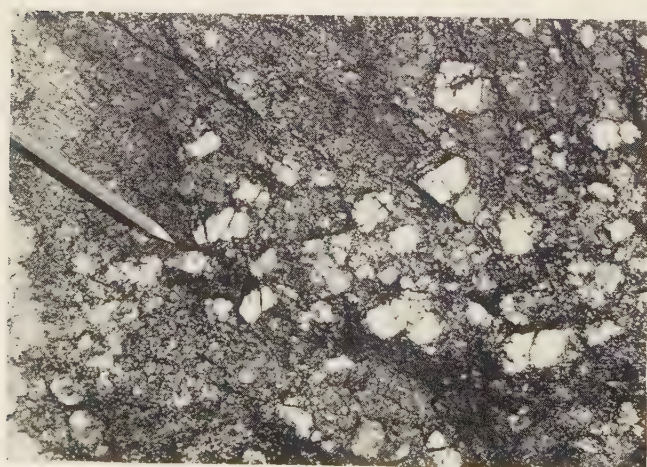
28



29



30



31



32

T A F E L 3

- Foto 17 Dünnschliff-Foto: Streng kristallographisch umrissene Anhäufungen von Epidot in einer Probe von Syenit-Restit deuten an, dass das Gestein ursprünglich vermutlich Hornblende geführt hat. Probe CN 389. Vergr. = 40 x, unpol. s.S.61
- Foto 18 Dünnschliff-Foto: Grüner Kristall von Hornblende mit optisch anders orientierter, farbloser Anwachszone. Gestein: Hornblende-Kalifeldspat-Metatekt aus der Syenit-Zone. Probe CN 233. Vergrößerung = 120 x, pol. Siehe S. 63
- Foto 19 Polierte Gesteinsoberfläche. 3 Teilfotos zeigen die zunehmende Korngrösse vom Restit zum Metatekt der Syenit-Zone. Vergrößerung = 4 x, Siehe S.56
- Foto 20 Zone der Syenit-Restite. Die dunklen Partien sind Restite, die hellen die Quarz-Feldspat-Metatekte. Objektivschutzdeckel ϕ = 6 cm. Siehe S. 64
- Foto 21 Quarz-Feldspat-Metatekt-Adern im Biotitsyenit-Restit. Siehe S. 64
- Foto 22 Dünnschliff-Foto: Granit vom Typus Engi. Auf Rissen in einem Kalifeldspat bildet sich alpin Biotit. Die Risse selbst sind gefüllt mit Epidot. Probe CN 8, Vergrößerung = 120 x pol, Siehe S. 78
- Foto 23 Scharfer Kontakt des Granits vom Typus Engi mit den Migmatiten der Hauptmigmatitzzone von St. Niklaus beim Kalten Kehr. Fotounterkante = 2,5 m. Siehe S.82
- Foto 24 Schollenkontakt des Granits vom Typus Engi mit den Migmatiten der Hauptmigmatitzzone von St. Niklaus, westlich Kalter Kehr. Fotounterkante = 4 m. s.S.82

T A F E L 4

- Foto 25 Polierte Oberfläche einer Gesteinsprobe: Gefleckte Ausbildung des Granits vom Typus Engi. Westlich Kalter Kehr. Siehe S. 78f
- Foto 26 Kontakt des Granits vom Typus Engi (oben) mit den Augengneisen von Grimsel-Längis. Ausbildung von Biotitschnüren und -schlieren als Fliess-Strukturen. Längisgrat. Siehe S. 82
- Foto 27 Aplit schneidet migmatitische Strukturen und Feldspäte in den Augengneisen von Grimsel-Längis. Längisgrat. Dicke unterer Aplit = 10 cm. Siehe S.82
- Foto 28 Schwach nach rechts einfallende Kleinfältelung in den Biotit-Serizitgneisen von Oberwald. Strasse unterhalb St. Niklaus-Kapelle. Fotounterkante = 17 cm
- Foto 29 Alpine Kluft in den Biotit-Serizitgneisen von Oberwald. Zwischen Oberwald und St. Niklaus-Kapelle. Bleistift am linken Ende der Kluft.
- Foto 30 Dünnschliff-Foto: Gefüllte Plagioklase mit einschlussfreiem Saum in den Granodioritischen Grobporphyroblastengneisen. Probe CN 2, Vergr. 40 x pol, s.S.73
- Foto 31 Feldspat-Nest in den Granodioritischen Grobporphyroblastengneisen. Strasse bei Oberwald. Siehe S. 72
- Foto 32 Bändermigmatit aus der Gneis-Schiefer-Zwischenzone NE. Rhonegletscher unterhalb Belvédère. Siehe S. 86

LITERATUR - VERZEICHNIS

- AERNI, K. (1961): Die alten Passwege Albrun, Grimsel, Gries, Mt. Moro und Lötschen. Manuskript dep. Alpines Museum Bern.
- AGASSIZ, L. (1841): Untersuchungen über die Gletscher. Solothurn.
- ARNOLD, A. : Dissertation Bern in Vorbereitung
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. Beitr. geol. Karte Schweiz, 20
- (1888): Das Aarmassiv. Beitr. geol. Karte Schweiz, 24/4
 - (1906): Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Geol. Führer XI, Bornträger, Berlin.
- BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W., ESKOLA, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. Springer Wien
- BöGLI, A. (1941): Morphologische Untersuchungen im Goms. Mitt. Natf. Ges. Freiburg 11/2
- BRÜCKNER, W. und NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. Eclogae geol. Helv. 47/2
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Basel.
- BUXTORF, A. (1922): Ueber Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig. Eclogae geol. Helv. 17/3
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. Wepf Basel.
- DALY, R.A. (1933): Igneous Rocks and the Depths of the Earth. McGraw-Hill London.
- DEER, HOWIE and ZUSSMAN (1962): Rock Forming Minerals. Clowes and Sons London.
- DE SAUSSURE, H.B. (1796): Voyages dans les Alpes, Bd. 3, Neuchâtel.
- DESOR, E. (1844): Excursions et séjours dans les Glaciers et les Hautes régions des Alpes. Neuchâtel/Paris
- ECKHARDT, P.M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jung-quartären Verwerfungen. Mitt. Geol. Inst. E.T.H. Zürich.
- ESKOLA, P. (1932): On the Origin of Granitic Magma. Min.Petr.Mitt. 42/5-6
- (1933): On the Differential Anatexis of Rocks. Bull. Comm. Soc. Géol. Finl. 103
 - (1946): Kristalle und Gesteine. Springer Wien.
- FEHR, W. (1921): Injektions- und Intrusionerscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 2
- (1922): Geologisch-petrographische Untersuchungen im centralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs. Original-Dissertation unpubliziert. Min.Petr. Institut Bern.
 - (1923): Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Jb.d.phil.Fak.II.Univ.Bern.Bd.III
 - (1926): Geologische Karte der Urserenzone. Spezialkarte Nr. 110
- FELLENBERG, E.v. (1887): Granit und Gneiss in den Berner Alpen. Mitt.Natf.Ges.Bern 1180

- FELLENBERG, E.v. und MOESCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des westlichen Theils des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz 21
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granitegneise und Augengneise Oesterreichs. Jb. Geol. Bundesanstalt 47/1
- FRIEDLÄNDER, C. (1929): Der Chloritoid vom Crestlianderstobel. Schweiz.Min.Petr. Mitt. 9/2
- GANSSEER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17/2
- GRAESER, S., NIGGLI, E. und STALDER, H.A. (1963): Morphologische Studien an einem grösseren Titanit-Fund südlich Gletsch. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 43/1
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose. Bornträger Berlin.
- GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa. Aschmann und Scheller, Zürich.
- GUSTAFSON, J.K. (1946): Two occurrences of Chloritoid as a hydrothermal mineral in igneous rocks. Am. Min. Vol. 31
- HALFERDAHL, L.B. (1961): Chloritoid: Its Composition, x-ray and optical properties, stability and occurrence. Journ.of Petrology 2
- HEIM, A. (1921): Geologie der Schweiz. Tauchnitz Leipzig.
- HEIM, A. und SCHMIDT, C. (1894): Geologische Karte der Schweiz 1 : 500'000, Begleitworte
- HUBER, H.M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23/2
- HÜGI, Th. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz. NF 94
- HÜGI, Th., NIGGLI, E., NOWACKI, W. und STALDER, H.A. (1963): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft über den Grimselpass und ins Binntal. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42/1
- HUGI, E. (1919): Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Verh. Schweiz. Natf. Ges. 100/II
- (1922): Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Bern.
 - (1934): Das Aarmassiv. in Geol. Führer d. Schweiz. Fasc. II.
 - (1950): Geologie und Mineralogie. im Postführer Grimselstrasse PTT, Bern.
- HUGI, E. und HUTTENLOCHER, H. (1922): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geolog. Gesellschaft ins westliche und mittlere Aarmassiv. Eclogae geol. Helv. 17/3
- HUGI, E., ARBENZ, P. und MÜLLER, Fr. (1934): Exkursion No. 49, Grimselpass. im Geolog. Führer der Schweiz.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13/1
- (1946): Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26/2
 - (1947): Ueber Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. Natf. Ges. Bern, NF 4
- HUTTENLOCHER, H., JOST, W. und Kraftwerke Oberhasli (1952): Ueber die Grimsel. Festgabe an die Teilnehmer der Versammlung der Schweiz. Natf. Ges. in Bern

- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabus. *Eclogae geol. Helv.* 44/2
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr Age Determination on Micas and Total Rocks from the Alps. *Journ. Geophys. Res.* 67
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1959): Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70
- JAKOB, J. (1919): Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich
- JOHANNSEN, A. (1937): A description of Petrography of the Igneous Rocks. Univ. of Chicago Press. Illinois.
- JUNG, J. et ROQUES, M. (1952): Introduction à l'Etude zonéographique des Formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte Géol. France* 235
- KÖNIGSBERGER, J. (1910a): Erläuterungen z. Geol. u. Min. Karte des östlichen Aarmassivs, von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i.Br.
- (1910b): Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. *Compte Rendu du XI Congr. Géol. International.*
- LABHART, T. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters. Erscheint in den Beitr. geol. Karte Schweiz.
- LACROIX, A. (1900): Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 71
- LEDERMANN, H. (1945): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranites im obern Lötschental. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 25/2
- MEHNERT, K.R. (1951): Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. *N. Jb. f. Min. Abh.* 82/1-2
- (1953): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. *N. Jb. f. Min. Abh.* 85/1
- (1960): Das Problem des Alkalihaushalts im Orogen. *Geol. Rundschau* 50
- MEIER, P. und NABHOLZ, W. (1949): Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthardmassivs im Wallis. *Eclogae geol. Helv.* 42/2
- MERCANTON, P.L. (1916): Vermessungen am Rhonegletscher. *Denkschr. Schweiz. Natf. Ges.* 52
- MILNE, I.H. (1949): Chloritoid from Megantic county, Quebec. *Am. Min.* Vol. 34
- MINDER, W. (1932): Petrographie des mittleren Aarmassivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12/2
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand der Gotthardmassivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 24/1
- (1952): Stéréométrie et mise en place de filons. *Bull. Soc. Géol. France*, 6 série, II
- (1953a): Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiet von Sept-Laux. *Leidse Geol. Meded. Deel XVII*
- (1953b): in CADISCH, J.: *Geologie der Schweizer Alpen*. Wepf Basel.
- (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Intern. Geol. Congr. Kopenhagen, 21. Session Norden, part 13*

- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 58/1 (erscheint September 1965)
- NIGGLI, P. (1936): Die Magmentypen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 16/2
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Birkhäuser Basel.
- NIGGLI, P. und STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 45
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F.de und WINTERHALTER, R. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. geol. Karte Schweiz. Geotechn. Serie* 14
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 35/2
- PETTLJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary Rocks*. Harper + Broth. New York
- PFLUGSHAUP, P. (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 7/2
- PLAS, L.v.d., HUGI, Th., MLADECK, M.H. und NIGGLI, E. (1958): Chloritoid vom Hennenädel südlich Vals. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 38/1
- QUERVAIN, F.de und WINTERHALTER, C. (1942): Chemismus schweizerischer Gesteine. 1. Nachtrag. *Beitr. geol. Karte Schweiz. Geotechn. Serie* 20
- READ, H.H. (1957): *The Granite Controversy*. Th. Murby London.
- REYNOLDS, D.L. (1935): The genetic significance of Biotite-Pyroxenite and Hornblende. *Tscherm.Min. Petr. Mitt. Abt. B*, NF 46
- ROSENBUSCH, H. (1922): *Elemente der Gesteinslehre*. Schweizerbart Stuttgart.
- RYBACH, L. (1961): Radiometrische Untersuchungen in der Misoxer Muldenzone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 41/1
- SCHMIDT, W. (1928): Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristallinen Schiefen. *N. Jb. f. Min. Bb.* 57, Abt. A, 1
- SEDERHOLM, J.J. (1907): Om Granit och Gneis. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 23
- (1923): On Migmatites and associated pre-cambrian Rocks of southwestern Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 58
- (1928): On orbicular Granites. *Bull. Comm. Géol. Finl.* 83
- SIMLER, R.Th. (1867): Vorläufige Mitteilung über den Helvetan, eine besondere Mineralspezies. *Muri.*
- (1868): Ueber den Helvetan, eine besondere Mineralspezies. *N. Jb.f.Geol.*
- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 44/1
- STECK, A., Dissertation Bern in Vorbereitung
- STEVENS, R.E. and others (1960): Second report on a cooperative investigation of the composition of two silicate rocks. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1113
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. Bd.I, Stämpfli Bern.
- SUESS, E. (1875): *Die Entstehung der Alpen*. Braumüller Wien.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du Massif de l'Aar. *Beitr. geol. Karte Schweiz*. NF 47/I

Profile D-F zur Geol

SSE

